















# Jahrbuch

der

## Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie

zu

## Berlin

**für das Jahr**

## 1892.

Band XIII.

**Berlin.**

Im Vertrieb bei der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung

(J. H. Neumann).

1893.



# Inhalt.

## I.

### Mittheilungen aus der Anstalt.

Seite

## II.

## Abhandlungen von Mitarbeitern der Königl. geologischen Landesanstalt.



## Abhandlungen von ausserhalb der Königl. geologischen Landesanstalt stehenden Personen.

# I.

# Mittheilungen aus der Anstalt.



## 1.

# Bericht über die Thätigkeit der Königlichen geologischen Landesanstalt im Jahre 1892.

---

### I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

1. Der Harz.

Im nördlichen Mittelharz wurde von dem Bezirksgeologen Dr. Koch eine specielle Untersuchung der Lagerungsverhältnisse der petrefactenführenden Devonablagerungen des Klosterholzes bei Ilsenburg vorgenommen. Die Aufklärung des Zusammenhanges dieser Schichten mit den derben Quarzitmassen des Klapperberges und Halberstädter Kopfes machten hier umfangreiche Aufgrabungen nothwendig. Nach Abschluss dieser Arbeit führte derselbe in Vertretung des Landesgeologen Prof. Dr. Lossen Revisionsbegehungen im Bereiche des Nordflügels der Elbingeröder Mulde auf Blatt Blankenburg (G. A. 56; 16) aus.

Im Gebiete des Blattes Zellerfeld (G. A. 56; 7) kartirte Bezirksgeologe Halfar einige besonders schwierige Stellen im Ganggebiete östlich von Bockswiese, an der Grossen Bramke und auf der Westseite des unteren Okerthales.

Im Gebiete des Oberharzer Grünsteinzuges setzte Dr. Beushausen seine Untersuchungen einzelner versteinerungsführender Horizonte auf den Blättern Osterode und Riefensbeek (G. A. 55; 18 und 56; 13) fort.

Professor Dr. Dames führte die Kartirung des Blattes Ballenstedt (G. A. 56; 18) durch eine eingehende Revision zu Ende, bei

welcher namentlich die Lias-Schichten des Sewecker-Berges eine genaue Darstellung erfahren konnten. Ferner wurde die Aufnahme des Blattes Wegeleben (G. A. 56; 12) bis auf Eintragung der Schaumkalkschichten im Unteren Muschelkalk des Hakelwaldes beendet.

2. Am Westrande des Harzes.

Bezirksgeologe Dr. Ebert beendete die Aufnahme des Blattes Lindau (G. A. 55; 23).

Professor Dr. von Koenen stellte die Aufnahme der Blätter Gandersheim und Nörten fertig (G. A. 55; 11 u. 22), brachte unter Mitwirkung des Dr. Müller, welcher die Aufnahme eines Theiles der diluvialen Ablagerungen bewirkte, Blatt Moringen (G. A. 55; 16) dem Abschluss nahe und kartirte einzelne neuere Aufschlüsse auf den Blättern Freden, Einbeck, Westerhof und Jühnde (G. A. 55; 4, 10, 17 u. 33).

Weiter nordwestlich, in der Gegend von Hannover, Lehrte, Uelzen und Soltau, wurden von Dr. Müller Aufsammlungen von Geschieben behufs Vervollständigung der Geschiebesammlung des geologischen Landesmuseums vorgenommen.

3. Thüringen.

Bergingenieur Frantzen war damit beschäftigt, complicirte Gebietstheile der Blätter Kreuzburg, Eisenach und Wutha (G. A. 55; 60. 69; 6 u. 70; 1) speciell zu bearbeiten.

Landesgeologe Dr. Beyschlag führte einige Revisionen auf den Blättern Tambach, Schwarza und Schleusingen (G. A. 70; 14, 20, 27) aus.

Bezirksgeologe Dr. Scheibe beendete in Gemeinschaft mit Dr. Zimmermann die für die Zwecke der geologischen Uebersichtskarte und der Specialkarten des Thüringer Waldes begonnenen Revisionsarbeiten im Gebiete des Rothliegenden auf den Blättern Crawinkel, Suhl und Schleusingen (G. A. 70; 15, 21, 27) und unternahm in Gemeinschaft mit dem Landesgeologen Dr. Beyschlag einige zur Herbeiführung einer einheitlichen Gliederung des Rothliegenden nothwendige Begehungen auf den Blättern Tambach und Schwarza (G. A. 70; 14, 20).

Dr. Zimmermann führte auf Blatt Crawinkel (G. A. 70; 15) eine Schlussrevision aus, brachte in Gemeinschaft mit Hofrath Professor Dr. Liebe in Ostthüringen die Aufnahme des Blattes

Schleiz (G. A. 71; 27) der Vollendung nahe und führte die Aufnahme des Blattes Mielesdorf (G. A. 71; 28) weiter fort.

Hofrath Professor Dr. LIEBE führte unter zeitweiliger Mitwirkung des Dr. ZIMMERMANN auf Blatt Schleiz (G. A. 71; 27) die Abgrenzung des Cambrium gegen das Silur durch, kartirte die schwierigen Gebiete nördlich und östlich bei Saalburg und die durch starke Verwerfungen gestörten Verhältnisse auf dem angrenzenden Gebiete des Blattes Mielesdorf, sowie auf Blatt Hirschberg (G. A. 71; 28, 33) die Grenzgebiete gegen Schleiz und vollzog einige Revisionen und Aufnahmen auf den Blättern Greiz und Schönbach (G. A. 71; 24, 29).

Im südlichen Thüringen stellte Landesgeologe Dr. LORETZ die Blätter Rossach und Steinach fertig und kartirte den grössten Theil des Blattes Oeslau (G. A. 70; 52, 48, 47).

Dr. PROESCHOLDT führte die geologische Aufnahme des Blattes Ostheim (G. A. 69; 36) nach Vornahme nothwendiger topographischer Correcturen zu Ende und setzte die des Blattes Sondheim (G. A. 69; 35) fort.

4. Die Provinz Hessen-Nassau.

Im Regierungsbezirk Cassel setzte Professor Dr. BÜCKING die Aufnahme der Blätter Neuswarts, Kleinsassen und Hilders (G. A. 69; 22, 28, 29) fort und brachte die Bearbeitung des Blattes Gersfeld (G. A. 69; 34) in dessen westlichem Theile zum Abschluss.

Im Regierungsbezirk Cassel vollendete Dr. DENCKMANN die Kartirung der Zechsteinsedimente auf dem Blatte Frankenberg (G. A. 54; 57) und setzte auf dem Blatte Kellerwald (G. A. 54; 59) seine Untersuchungen über die Alters- und Lagerungsverhältnisse der paläozoischen Sedimente fort. Insbesondere wurde die Gliederung der mittel- und oberdevonischen Kalke bei Wildungen, am Kellerwald und am Hohelohr dem Abschlusse nahe gebracht.

Im Regierungsbezirk Wiesbaden setzte Professor Dr. HOLZAPFEL seine Aufnahmen auf den Blättern Braunfels, Wetzlar und Weilmünster (G. A. 68; 25, 26, 31) fort und begann gleichzeitig die Aufnahme des anstossenden Blattes Cleeberg (G. A. 68; 32).

Professor Dr. KAYSER nahm den auf der rechten Seite der Dill zwischen Sinn, Fleissbach, der Hirschbergskappe, Wallenfels

und Greifenthal gelegenen Theil des Blattes Herborn (G. A. 67; 24) auf und führte mit Professor Dr. HOLZAPFEL gemeinschaftliche Begehungen in dem Gebiete der Umgegend von Wetzlar aus.

Herr VON REINACH bearbeitete die Blätter Windecken, Hüttengesäss und Hanau (G. A. 68; 46, 47, 52).

5. Die Rheinprovinz.

Im Nahe-Gebiet wurde durch Dr. LEPPLA die Aufnahme des Blattes Thal-Lichtenberg (G. A. 81; 25) beendet und diejenige des Blattes Baumholder (G. A. 81; 19) weiter geführt.

Im Hunsrückgebiet vollendete Landesgeologe GREBE die Blätter Schönberg und Morscheid (G. A. 80; 16, 17) und in der Eifel die Blätter Neuerburg, Waxweiler und Malberg (G. A. 65; 60 u. 66; 55, 56). Ferner wurden die Aufnahmearbeiten auf den Blättern Habscheid und Dasburg (G. A. 65; 54, 59), Schönecken, Mürlenbach und Daun (G. A. 66: 49, 50, 51) weiter geführt.

6. Die Provinz Schlesien.

In der Provinz Schlesien setzte Landesgeologe Dr. DATHE die Aufnahme der Blätter Waldenburg und Landeshut (G. A. 75; 17, 18) fort.

## II. Die Aufnahmen im Flachlande

unter besonderer Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse.

7. Priegnitz.

Professor Dr. GRUNER führte zunächst einige Revisionsbegehungen auf Blatt Demertin (G. A. 43; 6), sowie eine Untersuchung der Verbreitung des bei Gumtow anstehenden oberoligocänen Glaukonitmergels gegen Norden aus und begann alsdann die Aufnahme des Blattes Lohm (G. A. 43; 12), welche zu einem Drittel vollendet wurde.

Professor Dr. KLOCKMANN setzte die Untersuchung auf Blatt Kyritz (G. A. 44; 1) fort, welches bis auf die Nordwestecke fertig gestellt wurde.

8. Mittelmark.

Landesgeologe Professor Dr. BERENDT setzte in der durch Revisionsreisen innerhalb der übrigen Arbeitsgebiete nicht in Anspruch genommenen Zeit unter Hülfeleistung des Culturtechnikers BURCK die Aufnahmen auf den Blättern Wölsickendorf und Freien-

walde (G. A. 45; 16, 17) und unter Einführung des neu eingetretenen Hülfsgeologen Dr. ZEISE in die Aufnahmearbeiten diejenige des Blattes Zehden fort (G. A. 45; 12).

Landesgeologe Professor Dr. WAHNSCHAFFE brachte unter Hülfeleistung des Culturtechnikers REIMANN die Aufnahme der Blätter Möglin und Müncheberg zum Abschluss (G. A. 45; 23, 29).

Bezirksgeologe Dr. SCHRÖDER brachte die Kartirung der ihm übertragenen Antheile der Blätter Hohenfinow und Oderberg (G. A. 45; 10, 11) zum Abschluss und führte diejenige der Blätter Gr.-Ziethen und Stolpe (G. A. 45; 4, 5) weiter fort.

Derselbe bereiste ausserdem den östlichen Theil der Provinz Posen behufs der Sammlung von Geschieben für das geologische Landesmuseum.

9. Uckermark.

Dr. BEUSHAUSEN führte die Aufnahme des Blattes Polssen (G. A. 28; 52) weiter, unterzog das von dem ausgeschiedenen Dr. LATTERMANN bearbeitete Blatt Hohenholz (G. A. 28; 42) einer Revision und stellte ferner das Alter zweifelhafter diluvialer Thonmergel auf Blatt Gerswalde (G. A. 28; 51) fest.

Dr. MÜLLER bearbeitete den östlich der Oder gelegenen Theil des Blattes Greifenhagen (G. A. 29; 43) und begann die Aufnahme des Blattes Fiddichow (G. A. 29; 49), welche dem Abschluss nahe geführt wurde.

Dr. GAGEL begann die Aufnahme der Blätter Uchtdorf und Wildenbruch (G. A. 29; 55, 56) und brachte ersteres zum Abschluss.

Dr. ZEISE begann die Aufnahme des Blattes Gandenitz (G. A. 28; 49) mit einer Untersuchung der Umgebung dieses Ortes und der Rinne des Netzow-Sees.

10. Hinterpommern.

Landesgeologe Dr. KEILHACK vollendete die im Vorjahre begonnene Aufnahme des Blattes Sydow (G. A. 14; 57), begann und vollendete unter theilweiser Mitwirkung des Culturtechnikers BALDUS die Aufnahme des Blattes Pollnow (G. A. 14; 51) und nahm die Aufnahme der Blätter Wussow, Zirchow und Damerow (G. A. 14; 43, 44, 45) in Angriff, von welchen das erstere zu $^3/_4$, die beiden letzteren in ihrer Südhälfte bearbeitet wurden.

11. Westpreussen.

Professor Dr. JENTZSCH führte die Aufnahme des Blattes Niederzehren zu Ende und begann diejenige des Blattes Lessen

(G. A. 33; 23, 29). Ausserdem wurden von demselben die Aufschlüsse der zur Weichselregulirung ausgeführten Erdarbeiten östlich von Danzig, sowie diejenigen der Eisenbahnlinie Marienburg-Miswalde-Maldeuten untersucht.

12. Ostpreussen.

Dr. Klebs setzte die Aufnahme der Blätter Dönhofstedt und Lamgarben (G. A. 18; 48, 54) fort und brachte dieselben zum Abschluss.

---

Stand der Publicationen.

Im Laufe des Jahres sind zur Publication gelangt:

A. Karten.

| | |
|---|---|
| 1. Lief. LI, enthaltend die Blätter Gemünd-Mettendorf, Oberweiss, Wallendorf, Bollendorf . . . . . . . . . . . . . . . | 4 Blätter. |
| 2. Lief. LV, enthaltend die Blätter Stadt Ilm, Remda, Königsee, Schwarzburg, Breitenbach und Gräfenthal . . . . . . . . . . . | 6 » |
| 3. Lief. LVI, enthaltend die Blätter Themar, Rentwertshausen, Dingsleben, Hildburghausen | 4 » |
| 4. Lief. LVII, enthaltend die Blätter Weida, Waltersdorf, Naitschau, Greiz . . . . . | 4 » |
| zusammen | 18 Blätter. |
| Es waren früher publicirt . . . . . . . | 284 » |
| Mithin sind im Ganzen publicirt . . . | 302 Blätter. |

Was den Stand der noch nicht publicirten Kartenarbeiten betrifft, so ist derselbe gegenwärtig folgender:

1. In der lithographischen Ausführung sind noch beendet:
   Lief. LIII, Gegend von Eberswalde . . 6 Blätter.

   Die Veröffentlichung dieser Blätter wird binnen Kurzem erfolgen.

2. In der lithographischen Ausführung begriffen sind:

| | | |
|---|---|---|
| Lief. XLVI, Gegend von Birkenfeld . . | 6 | Blätter. |
| Lief. LII, Gegend von Halle a/S. . . . | 7 | » |
| Lief. LVIII, Gegend von Templin . . . | 8 | » |
| Lief. LIX, Gegend von Bublitz . . . | 9 | » |
| Lief. LX, Gegend von Coburg . . . . | 6 | » |
| Lief. LXI, Gegend von Bartenstein . . | 4 | » |
| Lief. LXII, Gegend von Göttingen . . | 6 | » |
| Lief. LXIII, Gegend von Bernkastel . . | 9 | » |
| Lief. LXIV, Gegend von Ilmenau . . . | 6 | » |
| Lief. LXV, Gegend von Riesenburg . . | 4 | » |
| Lief. LXVI, Gegend von Prenzlau . . | 6 | » |
| Lief. LXVII, Gegend von Stettin . . . | 6 | » |
| Lief. LXVIII, Gegend von Wilsnack . | 6 | » |
| zusammen 1. und 2. | 89 | Blätter. |

| | | |
|---|---|---|
| 3. In der geologischen Aufnahme fertig, jedoch noch nicht zur Publication in Lieferungen abgeschlossen . . . . . . . . . . . . | 168 | » |
| 4. In der geologischen Bearbeitung begriffen . | 149 | » |
| Einschliesslich der publicirten Blätter in der Anzahl von . . . . . . . . . . . . | 302 | » |
| sind demnach im Ganzen bisher zur Untersuchung gelangt . . . . . . . . . . . | 708 | Blätter. |

Ferner ist das zur VON DECHEN'schen geologischen Karte der Rheinprovinz und Westfalen im Maassstabe 1 : 80 000 gehörige Blatt Waldeck - Cassel publicirt. Desgleichen eine geologische Uebersichtskarte der Gegend von Halle a/S. — die Mansfelder Mulde — 1 : 100 000 zusammengestellt von Dr. F. BEYSCHLAG, und eine Höhenschichtenkarte vom Thüringer Wald 1 : 100 000.

Eine geologische Uebersichtskarte vom Thüringer Wald im Maassstabe 1 : 100 000 befindet sich noch in der lithographischen Ausführung.

## B. Abhandlungen und Jahrbuch.

1. Band IX, Heft 4. F. Kinkelin, Die Tertiär- und Diluvial-Bildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus.
2. Band X, Heft 4. A. von Koenen, Das norddeutsche Unter-Oligocän und seine Mollusken-Fauna. Lief. IV: Rissoidae, Littorinidae, Turbinidae, Haliotidae, Fissurellidae, Calyptraeidae, Patellidae. II. Gastropoda, Opisthobranchiata. III. Gastropoda, 1. Polyplacophora. 2. Scaphopoda. 3. Pteropoda. 4. Cephalopoda. Nebst 10 Tafeln.
3. Neue Folge. Heft 6. H. Eck, Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Mit einer geognostischen Karte.
4. Neue Folge. Heft 7. A. Uthemann, Die Braunkohlenlagerstätten am Meisner, am Hirschberg und am Stellberg. Mit 3 Tafeln und 10 Textfiguren.
5. Neue Folge. Heft 8. A. von Reinach, Das Rothliegende in der Wetterau und sein Anschluss an das Saar-Nahegebiet.
6. Neue Folge. Heft 11. Th. Wölfer, Die geologische Specialkarte und die landwirthschaftliche Bodeneinschätzung in ihrer Bedeutung und Verwerthung für Land- und Staatswirthschaft. Mit 2 Tafeln.
7. Neue Folge. Heft 12. H. Bücking. Der nordwestliche Spessart. Mit einer geologischen Karte und 3 Tafeln.
8. Neue Folge. Heft 13. E. Dathe, Geologische Beschreibung der Umgegend von Salzbrunn. Mit einer Karte, 4 Tafeln und 4 Profilen.

9. Jahrbuch der Königlich Preussischen geologischen Landes-Anstalt und Bergakademie pro 1889 C u. 515 Seiten Text und 28 Tafeln.
10. Dasselbe pro 1890 CXXXIV u. 415 Seiten Text und 21 Tafeln.

Nach dem Berichte für das Jahr 1891 betrug die Gesammtzahl der im Handel debitirten Kartenblätter . . 25 156 Blätter.

Debit der Publicationen.

Im Jahre 1892 wurden verkauft:

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| von | Lief. | I, | Gegend | von | Nordhausen . . | 19 Bl. |
| » | » | II, | » | » | Jena . . . . | 29 » |
| » | » | III, | » | » | Bleicherode . . | 12 » |
| » | » | IV, | » | » | Erfurt . . . . | 11 » |
| » | » | V, | » | » | Zörbig . . . . | 7 » |
| » | » | VI, | » | » | Saarbrücken I. Theil . . | 17 » |
| » | » | VII, | » | » | II. » . . | 41 » |
| » | » | VIII, | » | » | Riechelsdorf . . | 4 » |
| » | » | IX, | » | des | Kyffhäusers . . | 57 » |
| » | » | X, | » | von | Saarburg . . . | 18 » |
| » | » | XI, | » | » | Nauen a/S. . . | 1 » |
| » | » | XII, | » | » | Naumburg a. S. . | 26 » |
| » | » | XIII, | » | » | Gera . . . . . | 9 » |
| » | » | XIV, | » | » | Berlin Nordwesten | 14 » |
| » | » | XV, | » | » | Wiesbaden . . | 39 » |
| » | » | XVI, | » | » | Mansfeld . . . | 19 » |
| » | » | XVII, | » | » | Triptis . . . . | 18 » |
| » | » | XVIII, | » | » | Eisleben . . . | 17 » |
| » | » | XIX, | » | » | Querfurt . . . | 55 » |
| » | » | XX, | » | » | Berlin Süden . . | 21 » |
| » | » | XXI, | » | » | Frankfurt a. M. . | 8 » |
| » | » | XXII, | » | » | Berlin Südwesten | 2 » |
| » | » | XXIII, | » | » | Ermschwerd . . | 17 » |

471 Blätter.

Latus 25 627 Blätter.

Transport 25 627 Blätter.

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| von | Lief. | XXIV, | Gegend | von | Tennstedt . . | 9 | Bl. |
| » | » | XXV, | » | » | Mühlhausen . | 12 | » |
| » | » | XXVI, | » | » | Berlin Südosten | 13 | » |
| » | » | XXVII, | » | » | Lauterberg a. H. | 9 | » |
| » | » | XXVIII, | » | » | Rudolstadt . . | 28 | » |
| » | » | XXIX, | » | » | Berlin Nordosten | 27 | » |
| » | » | XXX, | » | » | Eisfeld in Thür. | 45 | » |
| » | » | XXXI, | » | » | Limburg . . | 28 | » |
| » | » | XXXII, | » | » | Gardelegen . . | 8 | » |
| » | » | XXXIII, | » | » | Schillingen . . | 42 | » |
| » | » | XXXIV, | » | » | Lindow . . . | 7 | » |
| » | » | XXXV, | » | » | Rathenow . . | 10 | » |
| » | » | XXXVI, | » | » | Hersfeld . . . | 12 | » |
| » | » | XXXVII, | » | » | Meiningen . . | 50 | » |
| » | » | XXXVIII, | » | » | Stendal . . . | 1 | » |
| » | » | XXXIX, | » | » | Gotha . . . | 4 | » |
| » | » | XL, | » | » | Saalfeld i. Thür. | 50 | » |
| » | » | XLI, | » | » | Selters . . . | 163 | » |
| » | » | XLII, | » | » | Tangermünde . | 41 | » |
| » | » | XLIII, | » | » | Marienwerder . | 4 | » |
| » | » | XLIV, | » | » | Coblenz . . . | 157 | » |
| » | » | XLV, | » | » | Melsungen . . | 39 | » |
| » | » | XLVIX, | » | » | Bieber . . . | 37 | » |
| » | » | L, | » | » | Trier . . . . | 275 | » |
| » | » | LI, | » | » | Oberweiss . . | 185 | » |
| » | » | LIV, | » | » | Brandenburg a. H. . . . | 264 | » |
| » | » | LV, | » | » | Schwarzburg . | 299 | » |
| » | » | LVI, | » | » | Hildburghausen | 225 | » |

2 034 »

so dass im Ganzen durch den Verkauf debitirt sind: 27 661 Blätter.

Von den sonstigen Publicationen sind verkauft worden:

Abhandlungen.

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Band | I, | Heft | 1. | (ECK, Rüdersdorf) . . . . . . . | 1 Exempl. |
| » | » | » | 2. | (SCHMIDT, Keuper des östlichen Thüringens) . . . . . . . . | 2 » |
| » | » | » | 3. | (LASPEYRES, Rothliegendes) . . . | 1 » |
| » | » | » | 4. | (MEYN, Insel Sylt) . . . . . . . | 3 » |
| » | II, | » | 2. | (ORTH, Rüdersdorf und Umgegend) | 1 » |
| » | » | » | 3. | (BERENDT, der Nordwesten v. Berlin) | 2 » |
| » | III, | » | 3. | (MEYN, Schleswig-Holstein) . . . | 4 » |
| » | V, | » | 4. | (LIEBE, Ostthüringen) . . . . . | 4 » |
| » | VI, | » | 1. | (BEUSHAUSEN, Spiriferensandstein) . | 1 » |
| » | » | » | 2. | (BLANCKENHORN, Trias der Eifel) . | 1 » |
| » | VII, | » | 2. | (BERENDT, Märkisch-Pommersches Tertiär) . . . . . . . . . . | 3 » |
| » | VIII, | » | 1. | (BERENDT, Geologische Karte von Berlin und Umgegend) . . . | 8 » |
| » | » | » | 2. | (DENCKMANN, Geologische Verhält- von Dörnten) . . . . . . . . | 4 » |
| » | » | » | 4. | (SCHLÜTER, Anthozoen) . . . . | 1 » |
| » | IX, | » | 1. | (EBERT, Echiniden) . . . . . . . | 2 » |
| » | » | » | 3. | (FRECH, Aviculiden) . . . . . . | 18 » |
| » | » | » | 4. | (KINKELIN, Wetterau) . . . . . . | 42 » |
| » | X, | » | 1. | (VON KOENEN, Unter-Oligocän) Lief. I . . . . . . . . . . . | 10 » |
| » | » | » | 2. | Lief. II . . . . . . . . . . | 8 » |
| » | » | » | 3. | Lief. III . . . . . . . . . . | 10 » |
| » | » | » | 4. | Lief. IV . . . . . . . . . . | 48 » |
| Neue Folge. | | Heft | 1. | (KAYSER, Fauna des Hauptquarzits) . . . . . . . | 3 » |
| » | » | » | 3. | (BEISSEL, Foraminiferen) . . | 7 » |
| » | » | » | 5. | (SCHLÜTER, Die regulären Echiniden) . . . . . . . | 10 » |

| | | | |
|---|---|---|---|
| Neue Folge. | Heft 6. | (Eck, Gegend von Baden) . | 40 Exempl. |
| » » | » 7. | (Uthemann, Braunkohlen-Lagerstätten) . . . . . | 42 » |
| » » | » 8. | (von Reinach, Wetterau) . | 50 » |
| » » | » 11. | (Wölfer, Geolog. Specialkarte u. Bodeneinschätzung) | 34 » |
| » » | » 12. | (Bücking, Der Spessart) . . | 47 » |
| » » | » 13. | (Dathe, Umgegend von Salzbrunn) . . . . . . . | 42 » |

Ferner:

| | |
|---|---|
| Jahrbuch für 1883 . . . . . . . . . . . . . . | 2 Exempl. |
| » » 1884 . . . . . . . . . . . . . . | 2 » |
| » » 1885 . . . . . . . . . . . . . . | 4 » |
| » » 1887 . . . . . . . . . . . . . . | 2 » |
| » » 1888 . . . . . . . . . . . . . . | 5 » |
| » » 1889 . . . . . . . . . . . . . . | 22 » |
| » » 1890 . . . . . . . . . . . . . . | 40 » |
| Geologische Karte der Umgegend von Thale . . . | 12 » |
| Geologische Karte der Stadt Berlin . . . . . . . | 20 » |
| Uebersichtskarte der Gegend von Halle . . . . . | 60 » |
| Höhenschichtenkarte des Thüringer Waldes . . . | 61 » |

# 2.

# Arbeitsplan der Königlichen geologischen Landesanstalt für das Jahr 1893.

## I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

### 1. Der Harz und seine Umgebung.

Bezirksgeologe Dr. KOCH wird die Arbeiten zur Fertigstellung der Blätter Wernigerode, Derenburg, Elbingerode und Blankenburg (G. A. 56; 9, 10, 15, 16) in Angriff nehmen.

Im Oberharz wird Professor Dr. KLOCKMANN die Revision der Blätter Seesen und Osterode (G. A. 55; 12, 18) in ihrem aus altem Gebirge zusammengesetzten Theile weiter führen.

Nördlich des Harzes wird Bezirksgeologe Dr. EBERT die Aufnahme des Blattes Osterwieck (G. A. 56; 3) beginnen.

Westlich des Harzes wird Professor Dr. VON KOENEN seine Aufnahmearbeiten in den Blättern Freden, Einbeck, Moringen, Westerhof und Jühnde (G. A. 55; 4, 10, 16, 17, 33) fortsetzen und die Aufnahme des Blattes Alfeld (G. A. 41; 58) beginnen.

Dr. MÜLLER wird die Bearbeitung des Diluviums im Blatte Moringen (G. A. 55; 16) zum Abschluss bringen.

Dr. PROESCHOLDT wird die Arbeiten zur Revision und Fertigstellung der schon grösstentheils untersuchten Blätter Berlingerode, Heiligenstadt, Dingelstedt, Kella und Lengenfeld (G. A. 55; 36, 41, 42, 47, 48) beginnen.

## 2. Thüringen.

Im Thüringer Walde wird Landesgeologe Dr. Beyschlag die Revision der Aufnahmen in den paläozoischen Theilen der Blätter Schwarza und Schleusingen (G. A. 70; 20, 27) beenden und die Aufnahme der Blätter Eisenach und Salzungen abschliessen (G. A. 69; 6, 12).

Bezirksgeologe Dr. Scheibe wird die zur Abschliessung der Aufnahmen und zur Erläuterung der Blätter Brotterode und Friedrichsroda (G. A. 70; 7, 8) erforderlichen Arbeiten weiterführen.

Dr. Zimmermann wird das Blatt Crawinkel (G. A. 70; 15) fertigstellen und in den Blättern Wutha und Fröttstedt (G. A. 70; 1, 2) die Gliederung der Trias durchführen.

Zur Herbeiführung einer vollkommenen Uebereinstimmung in der Darstellungsweise innerhalb einzelner Blätter werden von den Herren Professor Dr. von Fritsch, Dr. Loretz, Dr. Beyschlag, Dr. Scheibe und Dr. Zimmermann gemeinschaftliche Begehungen in der weiteren Umgebung von Suhl ausgeführt werden.

Bergingenieur Frantzen wird die Bearbeitung der Blätter Treffurt und Kreuzburg (G. A. 55; 54, 60) fortsetzen.

Südlich des Thüringer Waldes wird Dr. Proescholdt die Aufnahme des Blattes Sondheim abschliessen (G. A. 69; 35).

Oestlich von Coburg wird Landesgeologe Dr. Loretz mit der Vollendung des Blattes Oeslau (G. A. 70; 47) die Aufnahmearbeiten über die dortige Gegend zu Ende führen.

Im südöstlichen Thüringen wird Hofrath Professor Dr. Liebe unter Mitwirkung des Dr. Zimmermann die Aufnahme des Blattes Schleiz (G. A. 71; 27) abschliessen und diejenige der Blätter Mielesdorf, Hirschberg und Gefell (G. A. 71; 28, 33, 34) weiterführen. Ferner wird er die Bearbeitung des Blattes Schönbach (G. A. 71; 29) fortsetzen.

## 3. Provinz Hessen-Nassau und Rhöngebiet.

Im Regierungsbezirk Cassel wird Professor Dr. Kayser die Aufnahme der Blätter in der weiteren Umgebung von Marburg fortsetzen.

Dr. DENCKMANN wird die Aufnahmen innerhalb der Blätter Frankenberg, Frankenau, Kellerwald, Rosenthal und Gilserberg (G. A. 54; 57, 58, 59. 68; 4, 5) weiterführen.

Landesgeologe Dr. BEYSCHLAG wird, wenn nach Abschluss der Blätter Eisenach und Salzungen noch Zeit übrig sein sollte, die Kartirung der Blätter Wilhelmshöhe, Cassel, Besse und Kaufungen (G. A. 55; 37, 38, 43, 44) in Angriff nehmen.

In der Rhön wird Professor Dr. BÜCKING die Aufnahme der Blätter Neuswarts, Kleinsassen und Hilders (G. A. 69; 22, 28, 29) fortsetzen.

Im Regierungsbezirk Wiesbaden wird Professor Dr. KAYSER die Aufnahme der Blätter Herborn und Dillenburg weiterführen (G. A. 67; 24, 18).

Professor Dr. HOLZAPFEL wird die Blätter Braunfels, Wetzlar, Weilmünster und Kleeberg weiter bearbeiten (G. A. 68; 25, 26, 31, 32).

Professor Dr. BÜCKING wird die Revision der von Herrn VON REINACH aufgenommenen Blätter Windecken, Hüttengesäss und Hanau (G. A. 68; 46, 47, 52) bewirken.

## 4. Rheinprovinz.

Im Nahegebiet wird Dr. LEPPLA eine Schlussrevision des Blattes Oberstein (G. A. 80; 18) ausführen.

Landesgeologe GREBE wird in der Eifel die Bearbeitung der Blätter Reuland, Habscheid, Dasburg (G. A. 65; 53, 54, 59), Schönecken, Mürlenbach, Daun und Manderscheid (G. A. 66; 49, 50, 51, 57) fortsetzen.

## 5. Provinz Westfalen.

Landesgeologe Dr. LORETZ wird nach Abschluss seiner Arbeiten bei Coburg eine geologische Orientirung in der Gegend von Iserlohn und Hagen beginnen.

## 6. Provinz Schlesien.

Landesgeologe Dr. DATHE wird im Interesse der Arbeiten des »Ausschusses zur Untersuchung der Wasserverhältnisse in

den der Ueberschwemmungsgefahr besonders ausgesetzten Flussgebieten« über das Oderstromgebiet die Frage der Einwirkung der geologischen Bodenbeschaffenheit auf die Wasserverhältnisse im Niederschlesischen Gebirge, jedoch mit Ausschluss der Grafschaft Glatz, untersuchen.

Dr. Leppla wird nach Beendigung der Revision des Blattes Oberstein eine gleichartige Specialuntersuchung der geologischen Verhältnisse in der Grafschaft Glatz ausführen.

Bezirksgeologe Halfar wird die Kartirung des Blattes Ruhbank (G. A. 75; 11) beginnen.

Zum Vergleich mit den in der oberschlesischen Steinkohlenformation aufgefundenen Pflanzenversteinerungen wird Dr. Potonié sich mit dem Vorkommen der Pflanzenversteinerungen in den Steinkohlenbecken von Saarbrücken, Aachen und Westfalen durch Bereisung dieser Kohlenbecken bekannt zu machen suchen.

## II. Die Aufnahmen im Flachlande unter besonderer Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse.

### 7. Mittelmark.

Landesgeologe Professor Dr. Berendt wird die Blätter Hohenfinow und Freienwalde beenden und unter Hülfeleistung des Culturtechnikers Reimann die Aufnahme der Blätter Oderberg, Zehden und Neu-Trebbin fortsetzen bezw. zunächst in ihren in der Niederung gelegenen Theilen zum Abschluss bringen (G. A. 45; 10—12 und 17, 24). Daneben wird derselbe die nöthigen Revisionsreisen in die übrigen Arbeitsgebiete des Flachlandes ausführen.

Bezirksgeologe Dr. Schröder wird die Blätter Gr. Ziethen und Oderberg (G. A. 45; 4, 11), letzteres bis zu der mit Professor Dr. Berendt vereinbarten Grenze, zum Abschluss bringen und daneben die Aufnahme der in der Niederung gelegenen Theile der Blätter Schwedt (G. A. 28; 60), Stolpe, Zachow und Zehden (G. A. 45; 5, 6, 12) bewirken.

Dr. Gagel wird das Niederungsblatt Neu-Lewin, sowie die anstossenden Niederungstheile der Blätter Bärwalde und Freienwalde südliche Hälfte aufnehmen (G. A. 45; 17, 18 u. G. A. 46; 13).

Dr. Wölfer wird die Aufnahme der Blätter Letschin und Quartschen, soweit dieselben in der Niederung liegen, ausführen (G. A. 46; 19, 20).

## 8. Uckermark und Vorpommern.

Dr. Beushausen wird zunächst die von Dr. Lattermann seiner Zeit bearbeiteten Blätter Hohenholz und Colbitzow (G. A. 28; 42 u. G. A. 29; 37) zum Abschluss bringen und sodann die Aufnahme der Blätter Polssen, Passow und Cunow (G. A. 28; 52—54) fortsetzen bezw. in ihren in der Niederung gelegenen Theilen zu Ende führen.

Bezirksgeologe Dr. Schröder wird in Verbindung mit einer ihm im Vorjahre übertragenen zusammenhängenden Begehung der Uckermärker Asar-Bildungen eine Grenzrevision zwischen den Blättern Nechlin und Brüssow, sowie Prenzlau und Wallmow ausführen (G. A. 28; 34, 35, 40, 41) und die genannten Blätter dadurch druckfertig stellen.

Dr. G. Müller wird die Aufnahme der Blätter Fiddichow und Bahn fortsetzen und betreffenden Falls auf Blatt Schwochow übergehen (G. A. 29; 49—51).

Dr. Gagel wird nach bezw. ausser seiner Aufnahme in der Mittelmark (s. oben) die Blätter Uchtdorf und Wildenbruch zum Abschluss zu bringen suchen (G. A. 29; 55—56).

Dr. Zeise wird die begonnene Aufnahme des Blattes Gandenitz fortsetzen und sodann auf Blatt Thomsdorf übergehen (G. A. 28; 49, 43).

## 9. Priegnitz.

Professor Dr. Gruner wird die Aufnahme des Blattes Lohm fortsetzen und möglichst zu Ende führen (G. A. 43; 12), wodurch eine Lieferung von 6 Blättern der Gegend Wilsnack, Werben und Havelberg zum Abschluss gelangt.

Professor Dr. Klockmann wird Blatt Kyritz (G. A. 44; 1) in der Aufnahme beenden und damit gleichfalls eine aus 6 Blättern bestehende Lieferung der Gegend zwischen Kyritz und Neu-Ruppin bezw. Fehrbellin druckfertig stellen.

### 10. Hinterpommern.

Landesgeologe Dr. KEILHACK wird, wenn möglich unter Hülfeleistung eines Culturtechnikers, im Anschluss an die vorjährigen Aufnahmen auf den Blättern Zirchow und Wussow (G. A. 14; 44, 45) die Bearbeitung der Blätter Lanzig, Saleske, Grüpenhagen, Peest, Karwitz und Schlawe in Angriff nehmen (G. A. 14; 26, 27, 32, 33, 38, 39).

### 11. Westpreussen.

Professor Dr. JENTZSCH wird die Aufnahme des Blattes Niederzehren und Lessen fortführen und sodann diejenige von Schwenten beginnen (G. A. 33; 23, 29, 30).

### 12. Ostpreussen.

Dr. KLEBS wird ein neues Arbeitsgebiet im Süden der Provinz (Gegend von Ortelsburg) innerhalb der Blätter Gr. Schöndamerau und Ortelsburg (G. A. 35; 22 u. 28) in Angriff nehmen. Gelegentlich der zur Herstellung der Verbindung mit dem bisherigen Aufnahmegebiete nöthigen Instructionsreise durch die zwischenliegenden Blätter wird derselbe in Gemeinschaft mit Professor Dr. BERENDT eine Schlussbegehung der Blätter Dönhofstedt, Langheim und Lamgarben, sowie des Grenzanschlusses der beiden letzteren mit Rössel und Heiligelinde ausführen.

Ausser diesen Kartirungsarbeiten sind noch folgende Aufgaben in's Auge gefasst:

1. Im Interesse der Arbeiten des »Ausschusses zur Untersuchung der Wasserverhältnisse in den der Ueberschwemmungsgefahr besonders ausgesetzten Flussgebieten« wird Professor Dr. WAHNSCHAFFE unter zeitweiliger Hülfeleistung des Dr. KÜHN den dem norddeutschen Flachlande angehörenden Theil des Oderstromgebietes hinsichtlich der Frage der Einwirkung der geologischen Bodenbeschaffenheit auf die Wasserverhältnisse untersuchen.

2. Zur wissenschaftlichen Verwerthung des grossartigen Landaufschnittes des Nordostseekanals werden Professor Dr. BERENDT

und Dr. ZEISE im Anschluss an die vorjährige Bereisung zu geeigneter Zeit die diesjährigen neuen Aufschlüsse vor ihrer Unterwassersetzung untersuchen und festlegen.

3. Zum Zwecke der Verfolgung der durch die Aufnahmearbeiten festgestellten und für dieselben als Anhaltepunkte dienenden diluvialen Endmoränenzüge werden die Landesgeologen Professor Dr. BERENDT und Dr. KEILHACK eine gemeinschaftliche Bereisung des südlichen Theiles der Provinz Posen ausführen.

# 3.

# Mittheilungen der Mitarbeiter der Königlichen geologischen Landesanstalt über Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1892.

---

Mittheilung des Herrn TH. EBERT über Aufnahmen im Gebiet des Blattes Lindau.

In der ausgedehnten Fläche des Mittleren Buntsandsteins ist, abgesehen von den Muschelkalk- und Röth-Ablagerungen des Wieter-Bergzuges im NW. des Blattes, nur eine schmale Zone anderer Triasbildungen erhalten geblieben. Es ist dies die fast rein von O. nach W. streichende Grabenversenkung des Langfastberges, welche im Südosten des Städtchens Lindau, in dem Thälchen nördlich vom Gillersheimer Berg, hervorzutreten beginnt und bis zum westlichen Kartenrand sich erstreckt. In dieser Grabenversenkung ruht Wellenkalk und Röth in äusserst zerstörter und verworrener Lagerung. Glücklicher Weise war der Wellenkalk zur Zeit durch eine Reihe von Schürfen und kleinen Brüchen aufgeschlossen, so dass man einen Einblick in den ausserordentlichen Wechsel des Streichens und Fallens der Schichten erhalten konnte. Auch schon ohne diese stratigraphischen Beobachtungen geht aus der wechselnden Ausdehnung des Röth, die theilweise bis zur Auskeilung desselben führt, die Natur der Grabenversenkung hervor. Leider fehlten im Röth grössere Aufschlüsse, so dass über den eigentlichen Verlauf der streichenden Verwerfungen, durch welche die Senkung und Verstürzung der

Schichten hervorgerufen wurde, nichts Genaueres zu ermitteln war. Dagegen traten eine Anzahl Querverwerfungen scharf zu Tage und konnten mit Sicherheit auf der Karte aufgetragen werden. Dieselben haben theilweise ein ungefähr südnördliches, theilweise ein fast ostwestliches Streichen.

Ausserdem wurde noch eine kleine Röthscholle mit Gypslager, auf Mittlerem Buntsandstein (Bausandstein) liegend, westlich von Dorste, im Nordosttheil des Blattes, entdeckt, westlich gegen unteren Mittleren Buntsandstein verworfen, östlich und südlich vom Sösethal begrenzt. Vielleicht bildet diese Verwerfung die Fortsetzung der vom Blatt Heiligenstadt über Blatt Gelliehausen und Blatt Waake verlaufenden grossen Verwerfung, welche zuletzt beim Dorfe Renshausen, unmittelbar am südlichen Kartenrand auf der Strasse von Renshausen nach Krebeck (Blatt Waake) sichtbar ist. Dort sind ebenfalls Bausandsteine gegen die Unteren schieferigen Partieen des Mittleren Buntsandsteins verworfen. Der nördliche Verlauf dieser Bruchlinie ist im Gebiete des Mittleren Buntsandsteins nicht zu verfolgen, da Aufschlüsse fehlen und die Oberfläche vollständig von lehmiger Verwitterungsrinde bedeckt ist.

Die Bausandsteine des Mittleren Buntsandsteins nehmen im Allgemeinen nur eine schmale Zone zu beiden Seiten des Langfast-Zuges ein und bilden ausserdem die Plateau-Flächen der Höhenzüge im Süden und Norden desselben. An den Gehängen und in den Thälern tritt darunter der Wechsel von bunten Schieferletten mit fein- und grobkörnigen Sandsteinbänken zu Tage, wie es für den unteren Mittleren Buntsandstein charakteristisch ist. An den sanfteren Gehängen erscheinen die Schieferletten in eine lehmartige Masse umgewandelt, die bis zu einem Meter und darüber mächtig werden kann und oft Zweifel hervorruft, ob bei der Kartirung Lehm oder Mittlerer Buntsandstein einzutragen ist. Unter diesen Umständen war (abgesehen von früheren Beobachtungen) ein bedeutender Aufschluss von Interesse, der durch Anlage einer Chaussee zwischen Renshausen und Bodensee geschaffen war. In diesem Einschnitt waren die Schieferletten in bedeutender Mächtigkeit aufgeschlossen und zeigten oben in

der ganzen Längserstreckung die Verwitterung in lehmartige Gebilde in allen Stadien der Entwicklung. Das Bild erinnerte auffallend an die Verwitterungserscheinungen der Geschiebemergel des Flachlandes in Lehm. Die intacte Oberfläche der Schieferletten ist wellig. Die Vertiefungen werden theilweise eng und trichterförmig. Im letzteren Falle sind meist feine Sprünge im Schieferletten nachzuweisen, auf denen durch das tiefere Eindringen der Tageswasser die Verwitterung beschleunigt wurde. Die zunächst über dem Schieferletten folgenden, in Verwitterung begriffenen Schichten zeigten noch deutlich die Färbung und Schichtung der Schieferletten. Höher hinauf bleibt noch die Färbung, während die einzelnen Schieferthonbänkchen sich nicht mehr markiren, und schliesslich verliert sich auch die bunte Färbung und die gelbe, lehmartige tritt an ihre Stelle.

In tieferen Wegeeinschnitten werden auch durch seitliches Eindringen der Verwitterung auf über Metertiefe die Schieferletten-Wände in lehmähnliche Bildungen umgewandelt. Die Umgebung des Dorfes Gillersheim liess dies mehrfach erkennen und die Versuchung liegt hier nahe, solche Complexe als Lehm zu kartiren.

Oestlich der Linie Catlenburg, Gillersheim, Renshausen ist nur noch die untere Abtheilung des Mittleren Buntsandsteins vorhanden und auch hier in der angegebenen Weise vielfach stark verwittert. Unterer Buntsandstein konnte mit Sicherheit auf Blatt Lindau nicht nachgewiesen werden. Jedoch wurde im NO. des Blattes, südlich Dorste, der Nordabfall des Sonnenberges hierzu gezogen, da das Auftreten heller, gestreifter und getigerter feinkörniger Sandsteine und der Mangel an grobkörnigen Sandsteinen dafür spricht.

Von den diluvialen Bildungen sind ältere Schotterterrassen mit Harzmaterial hervorzuheben, die einerseits in der Umgebung des Dorfes Hammenstedt, im Norden des Blattes, in 140 bis 167 Meter Höhe, andererseits im Osten innerhalb einer grossen Lehmpartie zwischen Rhume- und Oderthal auf dem westlichen Ausläufer des Rothenberges (Blatt Gieboldehausen) dicht am Kartenrand in einer Höhe von 157 bis 172 Meter sich finden. Beide

dürfen unter Berücksichtigung des Gefälles als gleichaltrig angesehen werden und liegen ca. 20 Meter über der jetzigen Thalsohle. Bei Hammenstedt liegt der Schotter auf Mittlerem Buntsandstein und wird z. Th. von Lehm überlagert; am Rothenberg wird er ebenfalls von Lehm über- resp. umlagert; sein Liegendes wurde nicht beobachtet.

Mittheilung des Herrn H. LORETZ über seine Aufnahmen auf den Blättern Oeslau, Steinach und Rossach, (im Coburgischen).

Im Anschluss an die bereits früher von mir durchgeführte geognostische Aufnahme des Blattes Coburg habe ich in der Aufnahmeperiode 1892 den nach O., SO. und S. folgenden Theil des gleichbenannten Herzogthums in den oben bezeichneten Blättern bis zur Landesgrenze gegen das Königreich Bayern bearbeitet und das Meiste davon fertig gestellt.

Es kommt hier die Schichtenreihe vom Oberen Rothliegenden bis zum Mittleren Dogger in Betracht. Eruptivgesteine sind anstehend nicht vorhanden. Diluviale Bildungen nehmen besonders auf den Blättern Rossach und Steinach, wo sie die Thäler der Itz und der Steinach begleiten, verhältnissmässig grosse Flächen ein. Der Schotter dieser Flüsse enthält Geschiebe, die aus dem Thüringer Walde stammen. Der davon zu unterscheidende Localschotter wird besonders von Liassandstein und Doggersandstein (»Eisensandstein«) gebildet.

Was nun im Einzelnen das Obere Rothliegende, den Zechstein und Unteren Buntsandstein betrifft, so darf ich hier auf die Erläuterung zu dem bereits früher von mir bearbeiteten Nachbarblatt Sonneberg verweisen, wo die genannten Schichten in ganz derselben Weise vorkommen, wie im Coburgischen.

Auch der Mittlere Buntsandstein verhält sich hier ganz wie in der nördlich angrenzenden Umgegend von Sonneberg, Neustadt a. d. Haide u. s. w. Es lassen sich in dieser Abtheilung ohne Schwierigkeit drei Zonen unterscheiden: 1) eine untere, die aus grobkörnigem, z. Th. thonreichem, lockerem, dickbankigem

Sandstein besteht, welcher Gerölle von Quarz, Kieselschiefer, seltener auch von quarzitartigem und von anscheinend krystallinischem Schiefergestein enthält; 2) eine mittlere, die vorherrschend auch noch aus grobkörnigem, meist rothem Sandstein besteht, untergeordnet auch thonreicheres, wie auch feinkörnigeres Material enthält; 3) eine obere Zone, gebildet aus meist feinkörnigerem, hellem Sandstein, der als Baustein durch Steinbruchbetrieb gewonnen wird. Gegen die obere Grenze treten die Sandsteinbänke zurück und häufen sich grünlich-graue, glimmerige, dünnschichtige Schieferthone, im Wechsel mit etwas sandigeren Lagen, welche Schichten den Uebergang zum Oberen Buntsandstein oder Röth bilden.

Im Röth treffen wir hier das besondere Verhalten, dass sich etwa in seiner Mitte, zwischen den bekannten rothen Schieferthonen, eine Sandsteinzone einschaltet, deren Gestein eine Wiederholung oder einen Nachzügler des hellen Bausandsteins der obersten Zone des Mittleren Buntsandsteins darstellt. Hierdurch, wie durch die erwähnten Uebergangsschichten, erscheinen Röth und Bausandsteinzone zu einer grösseren Einheit verbunden, sind auch stellenweise, bei mangelhaften Aufschlüssen, schwer auseinander zu halten. Die Grenzschichten zum Muschelkalk sind ähnlich wie in den weiter nördlich und nordwestlich folgenden Gebieten.

Im Unteren Muschelkalk unserer Gegend fehlt eine deutlich entwickelte Terebratelbank, wie sie weiter nördlich und nordwestlich sich einstellt, und ist deshalb auch eine Trennung in unteren und oberen Wellenkalk nicht sicher ausführbar. Die Schaumkalkbank an der oberen Grenze ist, wenn auch dem Gestein nach meist nicht sehr typisch und nicht stark, doch deutlich vorhanden.

Mittlerer und Oberer Muschelkalk geben kaum zu besonderen Bemerkungen Anlass. Der Trochitenkalk ist meisthin nur schwach entwickelt.

Die Schichten des Unteren Keupers finden sich in unserem Gebiete längs einer Verwerfung bei Kipfendorf, wo die specielle Kartirung noch nicht erfolgt ist.

Vom Mittleren Keuper habe ich die unterste Stufe, den Unteren Gypskeuper (km1), im Bereiche der diesmaligen Kartirung nicht angetroffen, und von der folgenden, dem Schilfsandstein (km2), nur eine schwache Andeutung im Füllbachthal, zwischen Grub am Forst und Niederfüllbach, zu verzeichnen gehabt. Die nächste, ganz vorwiegend aus rothen Keuperletten sich zusammensetzende Stufe (km3), welche dem fränkischen Oberen Gypskeuper oder der Berggypsstufe entspricht und aufwärts bis zu dem wichtigen Horizont der Lehrbergschicht (Steinmergelbänkchen mit einigen Petrefacten) reicht, finden wir an beiden Seiten des Füllbachthals, abwärts von Grub am Forst. Die im Hangenden folgenden, bunten, vorherrschend rothen, daneben auch grünlichen Keuperletten nebst mergeligen und sandigen Zwischenlagen, selbst einzelnen Sandsteinbänken, fassen wir bis zur unteren Grenze des nächsten, deutlich sich auszeichnenden Horizontes des *Semionotus*-Sandsteins abermals in eine besondere Keuperstufe, die vierte des Mittleren Keupers (km4) zusammen; sie entspricht etwa der Stufe des fränkischen Blasen- und Plattensandsteins. Auch diese Schichten stehen an den Gehängen des Füllbachthals an, sowie weiter nördlich am Bausenberg und im Waldsachsener Thal.

Die nächstfolgende Stufe (km5) besteht aus den Bänken des *Semionotus*-Sandsteins, nebst deren thonigen Zwischenschichten. Der genannte Sandstein zeichnet sich durch ziemlich feines und gleichbleibendes Korn aus, ist von heller, grauer bis gelblicher Färbung und wird vielfach in dortiger Gegend für feinere Architekturtheile in grösseren Steinbrüchen abgebaut (»Coburger Bausandstein«); in der Keuperlandschaft macht er sich als Stufen- oder Terrassenbildung mit bald breiterer, bald schmälerer Abflachung geltend. Wir finden ihn am Bausenberg, bei Waldsachsen, bei Seidmannsdorf, im Füllbachthal bei Grub am Forst, u. s. w.

Aufwärts folgen wieder in ansteigender Böschung als weitere Keuperstufe (km6) theils Keuperletten, theils sandige Lagen, die sich bis zu Sandsteinbänken verstärken; der betreffende Sandstein pflegt sehr locker und oft thonreich, dabei sehr hell, fast weiss

von Farbe zu sein. Als besondere, nicht allenthalben durchgreifende Einlagerung stellen sich zwischen diesen Schichten grünlich- bis gelblichgraue Letten, mit einzelnen gleichfarbigen Steinmergellagen ein, welche nach Analogie mit entsprechenden Schichten in tieferen Keuperzonen als Gypsschichten anzusprechen sind, wenn auch der Gyps als solcher ausgelaugt ist.

Die nun folgende Stufe der dolomitischen Arkose (**km7**) stellt sich als die bedeutendste Schwelle in der Keuperlandschaft dar. Das Hauptgestein derselben schwankt in seinen Eigenschaften zwischen einem durch dolomitisches Carbonat gebundenen Arkosesandstein und einem die Körner derartigen Sandsteins in grösserer Zerstreuung enthaltenden Dolomit; dasselbe bildet eine starke, oft ungeschichtet erscheinende Bank, oder auch zwei bis drei derartige, durch thonige Schichten getrennte Bänke. Das Liegende dieser Arkose bilden gewöhnlich rothe Letten mit knollig zerfallenden Steinmergellagen, sowie mit Bänkchen und Bänken von Sandstein. Im Hangenden der Hauptbänke der dolomitischen Arkose dagegen wird die Entwicklung mehr und mehr sandig, bei grobem bis sehr grobem Korn und lockerer, thoniger Beschaffenheit der Bänke. Aus derartigem Material, mit nur untergeordneten Wiederholungen von dolomitischen Zwischenbänken, besteht auch die nächste Stufe (**km8**).

Die oberste Stufe des Mittleren Keupers endlich wird durch eine ziemlich mächtige Folge von lebhaft roth gefärbten Letten (**km9**) mit nur wenigen und unbedeutenden anderweitigen Zwischenlagen gebildet.

Der Obere Keuper (Rhät) unseres Gebietes besteht aus einer etwa bis 8 Meter starken Sandsteinbank und einer darauf liegenden, etwas weniger mächtigen Schicht dunkelgrauen Thons. Der Sandstein bleibt nach Korngrösse und Abrundungszustand der einzelnen Körner nicht ganz gleich, meistens ist er grob- und scharfkörnig, dabei fast nur aus Quarzkörnern gebildet. Er findet vielfache Verwendung als Baustein; der Thon dagegen wird stellenweise als Rohmaterial für die einheimische Thonwaarenindustrie gewonnen. Es sind sowohl thierische als pflanzliche Reste aus dem dortigen Oberen Keuper bekannt geworden.

Die oberen Stufen des Mittleren Keupers sowie der Obere Keuper besitzen in dem aufgenommenen Gebiet eine erhebliche Verbreitung; das Gleiche gilt vom Unteren und Mittleren Lias.

Im Unteren Lias ist das Hauptgestein ein hellfarbiger, sehr feinkörniger, thoniger, in Bänken und Platten geschichteter Sandstein; in gewissen Lagen enthält er Steinkerne einer Anzahl von Bivalven, unter denen besonders einige Cardinienarten verbreitet sind. Mit dem Sandstein wechseln graue Schieferthone, welche vielfach kleine Thoneisensteingeoden einschliessen. Diese Schieferthone, nebst zugehörigen, glimmerigen, sandigeren Lagen, treten auch für sich zu stärkeren Schichtenfolgen zusammen, so besonders im unteren Theile der Stufe, nicht hoch über der unteren Grenze, und dann wieder, wenigstens strichweise, nahe der oberen Grenze, während in der Mitte jene Sandsteine vorzuwalten pflegen. Zunächst über dem obersten Keuperthon ist der feinkörnige Liassandstein meist als Kalksandstein entwickelt, und dann stellenweise mit Schalen von Cardinien gedrängt erfüllt, anderswo auf der Oberfläche der Platten mit Wülsten, Knoten und eigenthümlichen Figuren bedeckt. Derartige, mit Muschelschalen erfüllte Platten können sich übrigens weiter aufwärts in derselben Stufe wiederholen. Grobkörnige Sandsteinbänke treten im Unteren Lias hier und da als untergeordnete Einlagerungen in verschiedener Höhe auf; eine etwa 2 Meter Stärke erreichende derartige Bank konnte in der Gegend von Ebersdorf am Forst und Sonnefeld auf der Karte eingetragen werden. Der hierhergehörige Sandstein enthielt Carbonat, was sich nach der Verwitterung in der rostbraunen Farbe ausspricht.

Eine derartige, recht charakteristische, Petrefacten-führende Kalksandsteinbank ist es auch, welche den Schluss des Unteren Lias nach oben bildet; sie kann stellenweise fehlen, wird dagegen anderswo 1—2 Meter stark. Das Gestein ist in unverwittertem Zustande äusserst fest und von dunkler Färbung, im verwitterten dagegen rostbraun und mehr oder minder zersetzt. Wir haben in diesem Horizont wohl den Arieten-Sandstein der fränkischen Lias-Entwicklung vor uns, während die Angulatus- und Planorbis-Schichten desselben durch die vorher erwähnten feinkörnigen

Sandsteine und Schieferletten repräsentirt sind. Sichere Anzeichen der schwachen Obtusus-Schicht, die als oberstes Glied des fränkischen Unteren Lias im Hangenden des Arieten-Horizontes noch erscheinen kann, haben sich bei den Aufnahmen nicht ergeben.

Der sofort über der Arieten-Bank beginnende Mittlere Lias setzt sich zunächst aus grauen Schieferthonen und Mergeln zusammen, welche vielfach kleine Thoneisensteingeoden enthalten, und in welche 1—2 Decimeter starke Kalkplatten (zum Theil auch mehr als Kalkknollen und -sphäroide ausgebildet) eingeschaltet sind, die sog. Fleckenkalke, benannt nach den auf frischen Bruchflächen sichtbar werdenden Figuren. Diese Schichten beherbergen eine nicht unbedeutende Fauna, bestehend aus Ammoniten, Belemniten, Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Crinoideen, deren Arten auch anderwärts für die gleiche Abtheilung des Lias bezeichnend sind. Es entsprechen diese Schichten den Numismalis- und Gryphäenschichten der südlicheren Provinzen, oder den Stufen des *Ammonites ibex* und *Amm. Jamesoni* und des *Amm. Davoëi.* Die höhere Schichtenfolge im Mittleren Lias unterscheidet sich dem Gestein nach nur sehr wenig von der tieferen; sie entspricht den Stufen des *Ammonites* (*Amaltheus*) *margaritatus* und *Amm.* (*Amalth.*) *costatus* (*spinatus*). Die Kalkbänke im obersten Mittleren Lias trennen sich ziemlich durchgängig in einzelne grosse Linsen und Sphäroide, welche sehr gewöhnlich von einem Netzwerk von Kalkspathadern durchzogen sind.

Der Obere Lias besteht, wie sonst in Franken, aus dunklen bituminösen Schichten, dem Posidonienschiefer mit eingelagerten Kalkbänken. Der Kalk ist zum Theil dicht erfüllt von den Schalen der kleinen *Monotis substriata,* und enthält daneben ausser Anderem den *Inoceramus dubius* und einige Ammoniten (besonders *Amm. communis*). Auf den dünnen Blättern des mergeligen Posidonienschiefers liegen auch viele, stets plattgedrückte Ammoniten (*serpentinus*, *lythensis* u. a.). Belemniten (*acuarius*, *irregularis* u. a.) wittern in Menge aus dem Schiefer heraus. Viel seltener kommen *Ichthyosaurus*-Wirbel vor. — Das Vorhandensein

der oberen Schichtengruppe des Oberen Lias, nämlich der *Jurensis*-Mergel mit *Ammonites jurensis*, *radians* u. a. in unserem Gebiet ist bei den Aufnahmen nicht sicher nachgewiesen worden, ist aber kaum zu bezweifeln.

Vom Mittleren Jura oder Dogger erscheinen nur die untersten Stufen, und zwar an der »Krai« zwischen Wasungen und Zedersdorf, und in einer kleinen, noch nicht zur Specialaufnahme gelangten Scholle bei Kleingarnstadt. An der erstgenannten Stelle ist zunächst die Stufe des *Opalinus*-Thons zu erkennen, deren Boden Aehnlichkeit mit dem des Mittleren Lias hat. Versteinerungen wurden bei den Begehungen nicht gefunden. Aufwärts folgt dann noch ohne scharfe Grenze die Stufe des Eisensandsteins, bezw. ein Theil derselben, feinsandige und thonige Schichten, deren kenntlichstes Gestein, der braun verwitternde »Eisensandstein«, mit *Pecten personatus* ebenfalls noch vorkommt.

Die Lagerung betreffend nur einige kurze Bemerkungen. Auf Blatt Rossach ist dieselbe wenig gestört. Für die Blätter Oeslau und Steinach ist eine grosse Verwerfung von Bedeutung, welche durch den nordöstlichen Theil der ersteren und den südwestlichen der letzteren zieht, die Richtung des Thüringer Waldes befolgt und beiderseits noch weithin, nach NW. in's Meiningische, nach SO. ins Bayerische Gebiet, sich geltend macht. Längs derselben ist in unserer Gegend die südwestliche Seite abgesunken. Darin zunächst ist es begründet, dass die aus älteren Schichten, Buntsandstein und Muschelkalk, bestehenden Höhen der nordöstlichen Seite die aus jüngeren Schichten, Keuper, Lias und Dogger bestehenden Erhebungen der anderen Seite überragen können. Längs der Störung treten, wie gewöhnlich, noch verschiedene Complicationen, namentlich Parallelsprünge und Quersprünge auf. In dem abgesunkenen Gebirgstheil ist die Lagerung der Schichten, bei schwachem Einfallen gegen jene Verwerfung, im Ganzen regelmässig; nur eine bedeutendere Störung macht sich noch geltend, welche aber nicht die Thüringer Wald-Richtung befolgt, sondern NS. (genauer NNW.—SSO.), läuft, und zwar aus dem oberen Itzthal an Oeslau vorbei, zwischen Waldsachsen und Einberg durch, an Neershof hin durch den Oberfüllbacher Wald in's

Füllbachthal. Auch hier findet mehrmaliges Abspringen und mehrmalige Richtungsänderung statt.

Mittheilung des Herrn PROESCHOLDT über Aufnahmen auf den Blättern Ostheim und Sondheim.

In dem bisher noch nicht begangenen südlichen Gebiet des Blattes Ostheim wurde durch die diesjährige Aufnahme eine grosse Anzahl nordsüdlicher und nordwestlich-südöstlicher Spalten nachgewiesen, die in dem Terrain eine sehr complicirte orographische Gliederung hervorrufen. Gegen Norden und Westen hin stossen die Spalten an die grossen Verwerfungen, die den Heidelberg auf allen Seiten umgrenzen, nach Süden und Osten hin setzen sie sich in das Streuthal fort und sind als Fortsetzung der Heustreu-Saale-Spalte anzusehen, die nach VON GÜMBEL (Geologie von Bayern, 1892, Bd. II, Lief. 7, S. 687) bis in das Hassgebirge verfolgt werden kann.

Auf dem Blatt Sondheim wurde auf der Hohen Rhön die Aufnahme und Untersuchung der Eruptivgesteine und der dazu gehörigen Tuffe fortgesetzt. Nach den bisherigen Beobachtungen lassen sich die Basalte hinsichtlich ihrer Verbreitung und mineralischen Zusammensetzung in 5 Gesteinsformen zerlegen, deren Eruption wohl auch zu verschiedenen Zeiten erfolgt ist: Aelterer Plagioklasbasalt, Dolerit, jüngerer Plagioklasbasalt, Nephelinbasalt, Limburgit.

Die Basalte treten in der Hauptmasse in Deckenformen auf, weit weniger in Gängen und Kuppen, wie von mir früher angenommen wurde. Die gegenseitigen Beziehungen der Eruptivgesteine sollen in einer besondern Arbeit behandelt werden.

Mittheilung des Herrn H. BÜCKING über die Ergebnisse seiner Aufnahmen im Jahre 1892.

Die tertiären Eruptivgesteine, welche auf dem Blatte Gersfeld in weiter Verbreitung zu Tage treten, sind zum kleineren Theil Phonolithe, zum weitaus grösseren Theil Basalte.

**Phonolith** hat in der nordwestlichen Ecke des Blattes, in der Nähe von Poppenhausen, so am Calvarienberg (Stein) und auf der

gegenüberliegenden Seite des Lütterbaches, zwischen Huhnmühle und Storchshof und am Ebersberg den Mittleren Buntsandstein durchbrochen; er erscheint ferner deckenartig ausgebreitet und zum Theil blasig entwickelt an der Kleinen Nalle, dann nördlich von diesem Berge am Wege von der Ziegelhütte nach Hättenhausen als ein schmaler, nur etwa 1 Meter mächtiger Gang im Röth, in einem weit ansehnlicheren Durchbruch am Westabhang des Schulzenrains südlich von Mosbach, ausserdem am Pferdskopf in 2 durch Erosion von einander getrennten Partien, von denen die tiefere als Stiel, die höhere als ein Rest der zu diesem hinzugehörigen Decke zu betrachten ist. Lose herumliegende, oft über ein Cubikmeter umfassende Blöcke von Phonolith, die auf eine unter dem mächtigen Basaltgeröll und der Rasendecke verborgene Phonolithdecke hindeuten, trifft man am Nord-, West- und Südabhang der Wasserkuppe etwa längs der Niveaucurve 2375 Decimal-Fuss; man begegnet solchen in grösserer Menge auch am Südabhang der Eube, an dem Westabhang des Kühnsteins bei Obernhausen, am Steinküppel und auf der Barnsteinerhut östlich von Mosbach; sie liegen auch in den Conglomeratmänteln der Basaltdurchbrüche südöstlich von Sandberg und am Bodenhofküppel bei Maiersbach.

**Basalte** haben an zahlreichen Stellen die Triassedimente durchbrochen und sich deckenartig über diese und über Tertiärbildungen ausgebreitet. Reste der früher gewiss viel mächtigeren und ausgedehnteren Basaltdecke haben sich auf den Bergen, welche den Thalkessel von Gersfeld im Osten und Süden abschliessen, insbesondere zwischen Wasserkuppe und Eube, zwischen Matthesberg und Münzkopf (längs des rothen Moors) und in dem Höhenzug zwischen Himmeldankberg und Eierhauk und auf dem Dammersfeld erhalten. Nach ihrem petrographischen Verhalten kann man unter den Deckenbasalten unterscheiden:

a. Feldspathbasalte, theils von dichtem Gefüge, wie der tiefere, ältere Basalt am Westabhang des Pferdskopfs, der reich an mikroskopischem Biotit erscheint, und der ältere Basalt im Eubekessel, auch der Basalt vom Nesselkopf am Dammersfeld, theils doleritisch ausgebildet, wie am Ostabhang des Ottiliensteins längs der neu angelegten Forststrasse.

b. Nephelinbasalte, durchaus dichten Gefüges, von der Höhe der Wasserkuppe, welche sie an 30 Meter mächtig bedecken, von der Fuldaquelle, vom Ressberg bei Kippelbach und vom Abhang der Dammersfeldkuppe gegen das Dammersfeldhaus hin.

c. Nephelinbasanite, ebenfalls dichte, schwarze Gesteine, an der Wasserkuppe (unter dem Nephelinbasalt, aber über der vermutheten Phonolithdecke gelegen), weiter westlich am Lerchenküppel, südlich von der Fuldaquelle (auch hier anscheinend unter Nephelinbasalt), südöstlich vom Rothen Moor (vermuthlich im Hangenden des doleritischen Feldspathbasaltes vom Ottilienstein), zwischen Schwarzenacker und Steinküppel, am Eierhauk, auf der Dammersfeldkuppe (Pavillon) und am Nordabhang zwischen da und den Ottersteinen.

d. Limburgite oder Magmabasalte, ebenfalls dichte, schwarze Gesteine, am Dreyfels an der Nordwestabdachung des Dammersfeldes.

Die durch die Erosion blossgelegten **Basaltdurchbrüche**, deren Zahl sich innerhalb des Blattes Gersfeld auf mehr als 50 beläuft, zeigen eine noch grössere Mannigfaltigkeit in der petrographischen Beschaffenheit ihrer Gesteine. Bis jetzt wurden folgende bestimmt:

a. Feldspathbasalte: 1) Wachküppel, 2) Gang im Buntsandstein an der Rendelmühle (SANDBERGER's »Buchonit« vom Dörrenhof, 1/2 Meter mächtig), 3 bis 5) 3 Kuppen nördlich vom Sandberg (zwischen Sandberg und Schneeberg), 6) Kuppe am Westabhang des Mostberges, 7) Küppchen zwischen Sparbrod und Gersfeld, näher an Sparbrod, 8 u. 9) 2 Kuppen nordöstlich von der Ziegelhütte (die eine oben am Scheibelbach, die andere — Hornblende führend — weiter östlich nahe der Gersfelder Strasse), 10) kleine Kuppe in dem Sattel zwischen der Grossen und der Kleinen Nalle, 11) ein 2 Meter mächtiger Gang an der Phonolithgrenze auf der Ostseite der Kleinen Nalle, 12) der Gang der Ottersteine, 13) Durchbruch am Westabhang des Kuppenrains, 14) der Gang des Katzensteins am Nordostabhang des Dammers-

feldes, 15) Kuppe an der Westgrenze des Blattes zwischen Gichenbach und Dalherda (Hornblende führend).

b. Nephelinbasalte: 1) Durchbruch in der Nähe des Forsthauses am Westabhang des Rommerser Berges, 2) Kuppe des Ludwigsteins am Nordabhang des Beilsteins.

c. Basanite: 1) Gang an der Südostseite von Sandberg, 2) Oestliche Partie des Bremerkopfes im Haderwald, 3) Oestlicher Durchbruch an der Grossen Nalle (Hauptkuppe), 4) Durchbruch des Todtenköpfchens (Hornblendebasalt) am Nordfuss der Grossen Nalle, 5) Küppchen westlich vom Teufelsgraben bei Rommers (Hornblendebasalt), 6) Kuppe westlich von Sparbrod nahe an dem Weg nach der Ziegelhütte (gleichfalls Hornblende führend und sehr arm an Olivin, daher den hornblendeführenden Tephriten oder eigentlichen Buchoniten sehr nahestehend).

d. Limburgite: 1) Ein etwa 40 Centimeter mächtiger Gang zwischen Ludwigstein und Eierhauk, welcher den Wellenkalk durchsetzt und am Salband etwas verändert hat, 2 u. 3) 2 kleine Küppchen am oberen Ende des Pröbelheidsgrabens nordwestlich am Eierhauk, 4) kleine Kuppe südwestlich von Rengersfeld, 5) der Rodenbacher Küppel (mit Einschlüsse von Sanidin), 6) der westliche Durchbruch (Kanzel) des Bremerskopfs im Haderwald, 7) der Durchbruch am Nordabhang der Grossen Nalle in 1600 Dec.-Fuss Meereshöhe, 8) der Gang am Westabhang der Grossen Nalle (unweit der grossen Buche), 9) der 1 Meter mächtige Gang im Mittleren Buntsandstein westlich von Meiersbach.

Mittheilung des Herrn E. Kayser über seine Aufnahmen im Dillenburgischen.

Die Aufnahmen beschränkten sich auf den SW. des Blattes Herborn. Für das Verständniss der geologischen Verhältnisse dieser Gegend erwies sich die schon im Vorjahre geglückte Auffindung unterdevonischer Versteinerungen im W. von Greifenthal als ausserordentlich wichtig. Die Versteinerungen gehören einer im Allgemeinen äusserst fossilarmen Zone von schmutzigfarbigen plattigen Grauwackensandsteinen an, die im S. der Dill-Mulde eine grofse Verbreitung besitzen, deren Alter aber bis dahin sehr

zweifelhaft gewesen war. Da die fragliche Gesteinszone im S. von Greifenthal wiederum von mittel- und oberdevonischen Gesteinen derselben Art, wie sie am S.-Rande der Dill-Mulde vorkommen, begrenzt wird, so ergiebt sich daraus ihre Sattelstellung zu den sich ihr beiderseits anschliessenden jüngeren Gesteinen mit aller Deutlichkeit. Wir haben es hier also nicht, wie es der Auffassung der v. Dechen'schen Karten entspricht, mit einem Zuge von Culm-Gesteinen zu thun, die den mittelsten, tiefsten Theil einer grossen Mulde darstellen, sondern vielmehr mit einer grossen Aufsattelung von Unterdevongesteinen, welche die Scheide zwischen der nördlichen Dill-Mulde und der südlichen Lahn-Mulde bilden.

Eine auffällige Eigenthümlichkeit dieser unterdevonischen Schichtenfolge bilden feldspathführende Grauwacken, die in der Regel feinkörnig sind, mitunter aber auch gröber und selbst conglomeratisch werden können. Namentlich diese letzteren sind für den, der mit der gewöhnlichen petrographischen Entwickelung des Unterdevon im Rheinthal und der Eifel bekannt ist, eine ganz ungewöhnliche Erscheinung. Derartige Gesteine mögen es auch in erster Linie sein, die die Veranlassung gegeben haben, die ganze Schichtenfolge für Culm anzusprechen.

An der allerobersten Grenze dieser Gesteinsreihe liegen die bekannten weissen löcherigen Quarzite mit *Pentamerus rhenanus* von Greifenstein — wie es scheint eine ganz örtliche Erscheinung, da man sie nur in der Gegend von Edingen-Greifenstein-Beilstein antrifft, während sie schon auf der linken Seite der Dill fehlen. Es ist wichtig, dass die genannte Versteinerung bei Greifenstein genau den gleichen Horizont einnimmt, wie im Ruppachthale unweit Diez, der einzigen Oertlichkeit, von der sie noch sonst bekannt geworden ist.

Ueber dem fraglichen Horizont folgt sofort das Mitteldevon, das hier, wie in der ganzen Dillgegend, aus milden dünnschichtigen Thonschiefern, dem sogen. Tentaculiten-Schiefer, besteht. Die petrographische Eintönigkeit dieser mächtigen Abtheilung wird verringert durch verschiedene fremde Gesteinseinlagerungen. Unter denselben sind einmal zu nennen glimmerige, plattige, graue

bis bräunliche Quarzitsandsteine, wie sie auch im N. der Dillmulde vorkommen; sodann Wetz- und Kieselschiefer; am wichtigsten aber sind feldspathführende Grauwacken von theils feiner, theils gröberer bis grob-conglomeratischer Beschaffenheit. Solche Grauwacken waren als schwache Einschaltungen schon in früheren Jahren im Aarthal östlich Herborn beobachtet worden, wo sie indess lange nicht die Mächtigkeit und grobkörnige Beschaffenheit haben, wie im S. des Blattes Herborn, bei Sinn und Fleissbach. Auch diese Grauwacken erinnern in hohem Maasse an Culm-Grauwacken. Am Bergabhange gleich östlich Sinn treten sie indess in so deutlicher Wechsellagerung mit typischem Tentaculitenschiefer auf, dass ihr mitteldevonisches Alter keinem Zweifel unterliegen kann.

Diese, der Harzer Elbingeroder Grauwacke vergleichbare Mitteldevon-Grauwacke ist eine sehr interessante Erscheinung der unteren Dillgegend. Begehungen des weiter südlich liegenden Gebietes, die z. Th. in Gemeinschaft mit Prof. Holzapfel ausgeführt wurden, haben ergeben, dass derartige Gesteine, je weiter nach S., desto mehr an Mächtigkeit und Bedeutung gewinnen. In der Gegend von Wetzlar und zwischen dieser Stadt und Butzbach (in der Wetterau) setzen diese Grauwacken ganze Berge zusammen. Sie liegen hier auf grosse Erstreckung nahezu horizontal und werden von Grauwackenschiefern unterlagert, die an verschiedenen Punkten die Obercoblenz-Fauna einschliessen. Auf der Dechen'schen Karte ist diese Mitteldevon-, ebenso wie die oben erwähnte Unterdevon-Grauwacke überall zum Culm gezogen worden.

Endlich wären von fremdartigen Gesteinseinschaltungen im Mitteldevon noch Kalksteine zu erwähnen. Dieselben treten immer nur in kleinen, linsenförmigen Massen auf, die theils aus feinkörnigem bis späthigem hellblauem Kalk, mit Korallen und Brachiopoden, theils aus unreinen, dunklen Plattenkalken, theils endlich aus schiefrigen Cephalopoden-führenden Nierenkalken bestehen. Zu diesen Kalkeinlagerungen im Tentaculitenschiefer gehört auch der bekannte bunte Crinoidenkalk von Greifenstein mit seiner vielbesprochenen sogen. Hercynfauna.

Mittheilungen des Herrn H. Grebe über die Resultate der Aufnahmen in der Eifel im Jahre 1892.

Im Eifelgebiete sind die Neublätter der Generalstabsaufnahme Kilburg und Waxweiler einer Revision unterzogen und druckfertig gestellt, die westlich an Waxweiler anschliessenden Blätter Neuerburg nebst Dahnen (Dasburg), sowie die östlich an Kilburg stossenden Blätter Manderscheid und weiter Hasborn soweit revidirt worden, dass dieselben in diesem Jahre zum Abschlusse gelangen werden. Weiter nördlich in der Eifel fanden vielfache Begehungen statt, ebenfalls an der Our bis in's Luxemburgische, theils vergleichender Studien halber, theils um einen Ueberblick über die Verbreitung der verschiedenen Abtheilungen des Unter- und Mittel-Devons zu erhalten. Dabei hat sich ergeben, dass zwischen der nordwestlichen Eifel und dem Hunsrück, ebenso wie in der Trias-Bucht nordwestlich der Mosel eine grosse Mulde besteht, und dass die Hunsrück-Schiefer von Ulflingen (Luxemburg) über Reuland und nordwestlich der Schneifel in nordöstlicher Richtung weiter verlaufen. Die Zone der unteren Coblenz-Schichten beginnt an der Our zwischen Ouren und Dahnen, liegt an der oberen Our zwischen Schönberg und dem Schneifel-Rücken, der aus Coblenz-Quarzit besteht. Dieser breite Rücken verschwindet bei Brandscheid, weiter südwestlieh treten Qarzite im Hosswald, nördlich von Lichtenborn bei Reif, Dasburg und im Luxemburgischen zwischen Marnach und Hosingen auf, die in das Niveau des Coblenz-Quarzit gehören werden. Südwestlich von Waxweiler bei Krautscheid, Heilbach und südlich von Jucken (Blatt Neuerburg) erscheinen mehr oder weniger breite Rücken von Coblenz-Quarzit, südöstlieh von Waxweiler soleher nur in sehmalen Streifen bis zur Nims hin. Zwischen letzterem Vorkommen und dem Coblenz-Quarzit der Schneifel sind die oberen Coblenz-Schichten muldenförmig eingelagert. An der Prüm unterhalb Waxweiler findet man nur untere Coblenz-Schichten, die unter vielfaeher Buntsandsteinbedeckung in nordöstlicher Richtung über die Nims und Kill (St. Johann), dann nach Oberstadtfeld und Daun sich ausdehnen. Wie an letzteren Localitäten sind

diese Schichten in der Neuerburger Gegend und nach der Our hin reich an thierischen Resten, darunter am häufigsten *Leptaena* (*Strophomena*) *laticosta*. Auch Pflanzenreste treten in Spuren nicht selten auf. Eine an thierischen Resten reiche Fundstätte ist die Anhöhe 1 Kilometer südlich von Neunkirchen. Die vorherrschend grauen, schiefrigen und sandigen Schichten zeigen vielfach rauhe, sandige und quarzitische Einlagerungen, manchmal wechseln damit auch röthliche, schiefrige Bänder. Die oberen Coblenz-Schiehten bestehen aus vorherrschend röthlichen und graulich-grünen Schiefern; sie sind weniger reich an rauhen sandigen und quarzitischen Einlagerungen, darin kommen besonders an der Prüm und Our mehr oder weniger breite Zonen von grauen, meist bröckeligen Schiefern vor, die viele Versteinerungen führen (Waxweiler, Daleiden).

In der Dauner Gegend liegt die Grenze zwischen den unteren und oberen Coblenz-Schichten in der Nähe von Neroth (W. von Daun) und in der Nähe von Rengen (Steinbruch auf Coblenz-Quarzit 1 Kilometer NW. von da). Im Nerother-Thal (Kleine Kill) zeigen sich an der Grenze beider Stufen wohl quarzitische Schichten, aber keine stärkeren Bänke von Coblenz-Quarzit, der jedoch weiter südwestlich wieder einen ziemlich breiten Rücken (Prümscheid) bildet. Interessante Sattelbildungen in beiden Stufen gewahrt man besonders an der Kill zwischen Densborn und Lissingen. Besonders gut aufgeschlossen ist ein Sattel 500 Meter unterhalb des Bahnhofs Mürlenbach; ein etwa 5 Centimeter breiter Streifen schwarzen kohligen Materials von mulmiger Beschaffenheit liegt hier im Streichen der Schichten. Dasselbe, z. Th. aber reicher an Anthracit, z. Th. mit schiefriger Textur und stark glänzend, ist in neuester Zeit im Streichen der Gebirgsschichten bei Waldkönigen, Oberstadtfeld (Weg nach Büscheich), Steinborn und am besten bei Neunkirchen aufgeschlossen worden. Hier hat man einen Schacht abgeteuft, in dem bis zu 4 Meter Teufe zwei Streifen des kohligen Materials von 5 bezw. 8—10 Centimeter Stärke fast saiger zwischen dunklen, mürben, sandigen Schieferschichten, reich an Pflanzenresten, anstehen, welche sich in weiterer Teufe vereinigen und bei 9 Meter eine

Mächtigkeit von ca. 75 Centimeter erreichen. Aus dem Schachte entnommenes Material brannte im Schmiedefeuer unter Anwendung von Gebläse mit lebhafter, z. Th. grünlicher und bläulicher Flamme und hinterliess etwa 15—20 Procent Asche und Schlacke. Eisen wurde in dem Feuer zum Weissglühen und zum Schweissen gebracht, wenigstens bei dem aus dem Tiefsten des Schachts entnommenen Material.

An der Basis des Mitteldevonischen Kalks zeigen sich kalkigmergelige Schichten mit *Calceola Sandalina*, die östlich von Lünebach (Blatt Schönecken) in zwei Zonen auftreten; damit beginnt die Kalkmulde von Prüm, die südöstlich von Prüm eine Breite von 6—7 Kilometer einnimmt. Auf die Calceolaschichten folgen im nördlichen und südlichen Muldenflügel die Crinoiden-Schichten; in der Mitte der Mulde zwischen Schönecken und Giesdorf tritt der Korallenkalk mit grotesken Felsbildungen auf, der über Wallersheim nach Büdesheim fortsetzt. Eine kleine Kalkmulde erscheint südlich der grossen Prümer bei Seiwerath (südöstlich von Schönecken). Bei Kallenborn (Blatt Gerolstein), 5 Kilometer NO. von Büdesheim, kommt eine etwa 300 Meter breite Partie Mitteldevonischen Kalks, zwischen Buntsandstein durch zwei streichende Verwerfungen eingekeilt, vor. Eine grosse Verwerfung, die E. Kayser schon erwähnt, wurde von Nieder-Hersdorf bis nördlich von Hinterhausen auf eine Länge von 10 Kilometer verfolgt; sie scheint 2 Kilometer NW. von Gerolstein, wo Buntsandstein an den Kalk stösst, fortzusetzen. Zwischen Büdesheim und Hinterhausen schneidet sie den Kalk auf der SO.-Seite der Prümer Mulde ab. In diese ist zwischen Büdesheim und dem Bahnhof Müllenborn Oberdevon eingelagert.

Bei Lissingen a. d. Kill beginnt die kleine Gerolsteiner Kalkmulde, die sich in nordöstlicher Richtung auf eine Länge von 10 Kilometer bis Betteldorf ausdehnt; ihre Breite ist etwa 5 Kilometer zwischen der vorerwähnten Verwerfung NW. von Gerolstein bis südlich von Gees. In der Mitte derselben erscheinen die interessanten Felspartieen von Korallenkalk, der Auberg und die Monterlay bei Gerolstein. Eine in der Mitte nur 5 Kilometer breite aber fast 10 Kilometer lange Kalkmulde beginnt südlich

von Mürlenbach, wo am Wege nach Salm zwei Bänke von mergeligem Kalk zwischen röthlichen und grünlichen Schiefern auftreten; auf der rechten Seite des Braunebachs 1 Kilometer östlich von Mürlenbach wird der Kalk schon viel mächtiger, bis er am Remelbach 5 Kilometer Breite einnimmt; die kleine Mulde erstreckt sich bis $1^1/_2$ Kilometer SW. von Neroth.

Die Trias zeichnet sich im Bereiche der zum Abschlusse gebrachten Blätter Kilburg und Waxweiler durch eine grosse Zahl von Verwerfungen aus, von denen ein Theil auf der Uebersichtskarte zu meinem Aufsatze: »Ueber die Triasmulde zwischen dem Hunsrück und Eifeldevon [1])« bereits zur Darstellung gebracht worden ist. Seit der Zeit sind bei den Revisionsarbeiten noch weitere Verwerfungen nachgewiesen worden und sind die tektonischen Verhältnisse besonders verwickelt in der Gegend von Biersdorf und Wiersdorf, NW. von Bitburg, so dass es zur Feststellung der Gebirgsstörungen der wiederholten Begehungen bedurfte. Die Klüfte streichen hier meist von SW. nach NO. nur wenige vou S. uach N. Darunter ist ein grosser Sprung, der auf eine grosse Erstreckung nahe am Devon-Rande fortsetzt. Schon an der Oberflächengestaltung ist er stellenweise gut zu erkennen. Die Einsenkung der Gebirgsschichten ist auf seiner Ostseite eine so bedeutende, dass z. B. SW. von Wiersdorf mittlerer Keuper an oberen Buntsandstein stösst und letzterer kuppenförmig über das östlich vorliegende gesunkene Terrain hervortritt. Dasselbe ist beim Erzberg SW. von Biersdorf uud Ringelstein bei Niederweiler der Fall, iu gleich auffallender Weise SW. und NO. von Wissmannsdorf (Blatt Oberweis). Ein weit fortstreichender Spruug beginnt SO. vou Wiersdorf uud setzt durch Kilburg über den östlichen Rand von Blatt Kilburg fort. Derselbe markirt sich bei Steinborn (Blatt Kilburg) recht deutlich, da hier am Fusse der Buntsandsteinhöhe »Held«, Schichten von Muschelsandstein in etwa 50 Meter tieferem Niveau liegen.

Eine bemerkenswerthe Gebirgsstörung erscheint im Hohlwege von Hamm a. d. Prüm nach Altscheid, woselbst auf 30 Meter

[1]) Dieses Jahrbuch für 1883.

Länge Buntsandstein in horizontaler Schichtung zwischen steil aufgerichten Devon-Schichten eingekeilt ist. An demselben Wege liegt 300 Meter westlich der Prüm eine Scholle von Buntsandstein im Devon, jedoch weniger gut aufgeschlossen.

Tertiäre Vorkommen sind im westlichen Theile der Eifel nur ganz vereinzelt nachweisbar, in grösserer Ausdehnung treten sie indess nach dem Hohen Venn hin auf, zumal bei Bernister nahe der belgischen Grenze. Auf dem Kalkplateau westlich und östlich von Schönecken zwischen Fleringen und Prüm u. a. O. erscheinen nur vereinzelt wohl abgerundete, weisse Quarzgerölle, die wie die festen Blöcke von Quarzconglomerat auf dem Plateau nordöstlich von Lascheid Reste einer ehemaligen grösseren Tertiärdecke sein dürften. Es kommen aber auf mehreren Plateaus zwischen der Nims und Prüm auch Conglomerate vor, vorherrschend aus Quarzit, Grauwacke, seltener Quarz bestehend, die als Reste von Buntsandsteinbedeckung zu betrachten sind.

Diluviale Ablagerungen (Gerölle und Sand) trifft man häufig zu beiden Seiten der Kill und der Flüsse in der westlichen Eifel und zwar bis zu 80 Meter über den Thalsohlen, z. B. bei Lasel a. d. Nims an. Von besonderem Interesse ist es die alten Flussläufe zu verfolgen, zumal im Thale der Kill, deren ehemaliges Bett schon wohl zu erkennen ist an den tafelförmigen Flächen 60 — 80 Meter über ihrer heutigen Thalsohle (zwischen St. Thomas und Densborn), von denen gegen Westen und Osten die Buntsandsteinplateaus sich auffällig erheben und deren steile Gehänge die Ränder des alten Killthales bilden. Gleich hohe Tafeln von grosser Breite, meist mit diluvialem Material bedeckt, erscheinen westlich von Kilburg. Auch die bogenförmigen Rundungen an den Gehängen der Kill, etwa 60—80 Meter über derselben, wie man sie besonders vom Annenberg aus, nördlich von Kilburg, wahrnimmt, dann unterhalb St. Thomas, ebenso die auffällige halbkreisförmige Terraingestaltung bei den römischen Alterthümern bei Odrang, in der Nähe von Fliessem deuten auf den alten Killlauf hin. Das ehemalige Vorhandensein eines grösseren Flusslaufes lässt sich erkennen, wenn man seinen Blick von manchen Punkten im Kill- und Salmwald nach Norden wendet, an einer weiten und tiefen Einbuchtung in

dem Höhenzug nördlich von Müllenborn. Hier dürfte früher ein Arm der Kill verlaufen sein, der vielleicht von Oberbettingen aus von derselben abzweigte und in dem durch Gebirgsstörungen gesunkenen Gelände bei Kallenborn weiter ging. Auch der tiefe Einschnitt zwischen der Monterlay und dem Ausberg bei Gerolstein, durch welchen der Lavastrom von der Hagelskaul zieht, kann nur einem grösseren Flusse zugeschrieben werden, der kleine Wasserlauf in dem Thälchen nördlich der Monterlay hat denselben sicherlich nicht gebildet.

In dem vulkanischen Gebiete der Eifel sind manche bemerkenswerthe neuere Beobachtungen gemacht worden. Zunächst sei erwähnt, dass sich ein ähnliches gangförmiges Vorkommen vulkanischen Gesteins, wie ich es vor Jahren bei Strotzbüsch[1]) im Devon antraf, auch weit im Westen der Eifel, fast 20 Kilometer westlich von dem Vulkan Calem (bei Birresborn), nämlich im Dorfe Pronsfeld, fand. An der Kapelle daselbst wurde während meines dortigen Aufenthalts im vorigen Sommer beim Ausschachten von Boden das Gestein in der Breite von $^1/_2$ bis 1 Meter angetroffen. Der Gang streicht h. $4^1/_2$ und durchsetzt röthliche und grünlichgraue Schiefer, die der oberen Coblenz-Stufe angehören. Bei Excursionen in der Gegend zwischen der Uess und Kill wurde den so interessanten vulkanischen Erscheinungen eine ganz besondere Aufmerksamkeit gewidmet und dabei manches Neue gefunden. Schon beim ersten Begehen der der Mosel zunächst gelegenen alten Vulkane von Bertrich, Manderscheid und Birresborn war dies der Fall und v. DECHEN, dem ich darüber berichtete, erwiderte: »Es ist gewiss, dass nach Ihren Beobachtungen viel zu berichtigen und viel zuzufügen bleibt« und regte dazu an, dieselben in einem besonderen Aufsatze zu veröffentlichen, was auch geschehen ist[2]).

Bertrich zunächst in nordwestlicher Richtung folgen die vulkanischen Vorkommen bei Strohn a. d. Alf, woselbst sich zu beiden

---

[1]) v. DECHEN, Geog. Führer zu der Vulkanreihe der Vorder-Eifel 2. Aufl. S. 44.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1885.

Seiten der Alf in einem Umkreis von 6—7 Kilometer eine ganze Reihe Krater nachweisen lässt. v. DECHEN führt blos einen Krater hier an, den grösseren, östlich von Sprink, »der Ring« genannt. Der in der Nähe von Sprink beginnende Lavastrom hat sich weit in's Alfthal ergossen. Derselbe ist durch die Erosion meist zerstört, doch lässt er sich bei aufmerksamer Beobachtung an rippenförmigen Erhöhungen längs des Alfbaches an manchen Stellen noch erkennen, an anderen auch sehr deutlich an anstehender Lava, zum Theil in Säulenform, bis zur Thalenge unterhalb der Niederscheidweiler Mühle, und zwar auf eine Länge von etwa 6 Kilometer. Vielleicht war auch 300 Meter östlich der Alfbrücke (Strohn) noch ein Krater. Der grosse Krater bei Sprink ist an der halbkreisförmigen Rundung gut wahrnehmbar, die sich östlich von Sprink am Thalgehänge zeigt, weniger deutlich der grosse zwischen Sprink und dem Warthäuser Berg, wegen der dichten Bewaldung; aber an dem Fusswege von Strohn nach Trautzberg, da wo derselbe fast die Höhe erreicht, fällt zur Rechten die bogenförmige Terrain-Rundung auf, die auf der Neukarte der Generalstabsaufnahme zu wenig hervortritt. Auch die kleinen Krater westlich von der Kuppe des Warthäuser Berg sind in der Terrainzeichnung der Karte nicht recht zu erkennen, besser der, östlich von Strohn in den sumpfigen Wiesen, worin früher Torfstiche waren, ebenso der kleine Krater, »das Maarchen«, nördlich von Trautzberg, wieder minder gut die beiden kleinen Krater in Trautzberg und gleich unterhalb dem Dorfe. Die bei Strohn müssen nach der Bildung des Alfthales entstanden sein und dürften wie die Falkenley bei Bertrich zu den jüngsten Vulkanen der Eifel gehören, denn der Lavastrom unterhalb Sprink ragt zu beiden Seiten der Alf stellenweise aus der Thalsohle hervor, der grössere Theil scheint erodirt zu sein. Beim Hervortreten der vulkanischen Gesteine zwischen Strohn und Sprink wurde das Alfthal geschlossen und blieb es für lange Zeit. Die Weite des Theiles oberhalb Strohn deutet darauf hin, dass das Alfwasser für lange Zeit aufgestaut war. Nach und nach hat der Bach seinen erneuten Lauf durch das vulkanische Gestein genommen.

Ein grosser Krater, der auf den geologischen Karten von v. Dechen und von Mitscherlich weder angedeutet noch sonst erwähnt wird, ist südöstlich von Oberstadtfeld. Derselbe öffnet sich in das Thal der kleinen Kill und es fällt, von der Höhe, an der der Fussweg nach Daun hinaufführt, betrachtet, die halbkreisförmige Rundung im Höhenzug besonders auf. Auch dieser Krater ist in der Terrainzeichnung der Karte (Blatt Daun) nicht gut zu erkennen. Der Weg von Oberstadtfeld nach Uedersdorf führt am östlichen Kraterrande entlang. Die vulkanischen Gesteine, wie sie in Oberstadtfeld und östlich vom Dorfe anstehen, werden aus diesem Krater stammen, wenn nicht auf der nordöstlichen Seite vom Dorfe noch ein kleiner Krater bestanden hat, dem sie zuzuschreiben wären. Ferner macht die Thalweite unterhalb Steinborn (bei Daun) so recht den Eindruck eines grossen Kraters, sowie auch die fast kreisförmige Rundung des Terrains auf der Westseite der Höhe »Held« bei Steinborn den eines kleineren. Aus letzteren dürfte sich der Lavastrom ergossen haben, der südlich von Steinborn, etwa 40 Meter über der Steinborner Mühle, im Walde am Abhange der Held einen Absatz bildet. v. Dechen sagt in seinem vorher erwähnten Eifelführer, 2. Aufl. S. 88: »Die Kirche und der kleine Kirchhof von Neunkirchen (bei Daun) liegt auf einem kleinen Hügel, der aus Lava besteht, die sich in senkrechten Pfeilern von 4 Meter Höhe besonders an dem östlichen und südlichen Abhange zeigt, aber sich nicht über den Bereich der Kirche und des Kirchhofes ausdehnt«. Ganz kürzlich wurde gefunden, dass die Lava auch noch weiter westlich von der Kirche in einem Stalle des Wirths Blankenheim in Felsen hervortritt. Sie wird einem Strome angehören, in 60 Meter tieferem Niveau liegend wie der vorerwähnte. Er ist am nördlichen Dorfausgang mit mächtigen Tuffschichten bedeckt und möchte seinen Ausfluss aus einem Krater genommen haben, der sich vermuthlich auf der Westseite von Neunkirchen befand. Dann ist ein grosser Krater zu erwähnen an der Strasse von Neroth nach Gerolstein, südwestlich vom Kindscheid, an der Quelle des Baches, der unterhalb Pelm in die Kill mündet. Die Strasse führte am östlichen Kraterrand hin und stammen die

Tuffe in der Nähe derselben und wohl auch die im Geeser Gemeinde-Walde, sowie die im Thale 1 Kilometer unterhalb der Bachquelle, aus diesem Krater. Ein sehr grosser Krater ist bei Hohenfels zu erkennen, besonders an der halbkreisförmigen Terrain-Rundung südwestlich vom Dorfe zwischen den Höhen »Alter Voss« und »Feuerberg«. Das Hohenfelser Thälchen ist oberhalb des Ortes eng, erweitert sich bei den unteren Häusern in auffallender Weise und verengt sich bald wieder. Die neue Bahnlinie Gerolstein—Daun verläuft in einem grossen Bogen am südlichen Rande des Kraters und es sind hier bis zu 15 Meter mächtige Ablagerungen von vulkanischem Sand und Tuff beim Bahnbau aufgeschlossen worden.

Mittheilungen des Herrn A. Leppla über Aufnahmen im Eruptiv-Gebiet der Blätter Thal-Lichtenberg und Baumholder.

Die Untersuchungen erstreckten sich auf die Gliederung der grossen Ergussformation im südöstlichen Flügel der Nahemulde, und es war mein Bestreben, ebenso wie bei Oberstein, die Reihenfolge der einzelnen Ergüsse kennen zu lernen und sie womöglich auf der Karte festzulegen. Der bayerische Theil der Decke wurde in die Aufnahme mit einbezogen.

Die Gliederung ergab sich von oben nach unten wie folgt[1]):

8. Melaphyrconglomerat aus grossen Blöcken von Melaphyr der Unterlage und feinerem Zerreibsel von tuffartigem Aussehen bestehend, von sehr undeutlicher Schichtung. An einigen wenigen Punkten (Strasse Hohenrötherhof-Wickenhof) sind rothe zähe Schieferthone zwischengelagert.

7. Basaltischer Melaphyr von grauer, feinkörniger und dichter Grundmasse mit Olivin als Einsprengling, den Gesteinen des Obersteiner Schlosses ähnlich. Der Erguss ist nicht überall vorhanden und wahrscheinlich bei der Bildung des Melaphyrconglomerates aufgearbeitet worden.

---

[1]) Die Namengebung der Gesteine ist eine vorläufige und beruht lediglich auf den Aufnahmen im Feld.

6. Einsprenglingsreicher Melaphyr, die Hauptmasse der Melaphyre bildend, verhält sich genau wie bei Oberstein. Starke Neigung zur Mandelsteinbildung.

5. Einsprenglingsarmer Porphyrit (Augitporphyrit), meist dichte, graue, plattig oder kleinprismatisch abgesonderte Gesteine mit vereinzelten Einsprenglingen von Feldspath und Augit.

4. Einsprenglingsreicher Porphyrit (Augitporphyrit) mit zahlreichen Einsprenglingen von Feldspath und Augit (Enstatit, Bastit); meist dickplattig bis bankig abgesondert. An vielen Stellen glasig und dann pechsteinartig.

3. Einsprenglingsarmer Porphyrit (Augitporphyrit) mit vereinzelten Einsprenglingen von Feldspath und Augit, der 5. Gruppe sehr ähnlich.

2. Olivinführender Porphyrit (Augitporphyrit), feinkörnige, nicht sehr porphyrische Porphyrite, in denen Feldspath, Augit und etwas Olivin als kleine Einsprenglinge auftreten. Die Gesteine reichen aus dem Gebiet des Blattes Freisen in dasjenige des Blattes Thal-Lichtenberg herüber und bilden bis in die Nähe von Dennweiler die Sohle der Decke, besonders an der Strasse Kusel-Baumholder. Von Baumholderloch ab nach O. werden sie jedoch von einem noch älteren Erguss, dem nachfolgenden, unterlagert. Ihr Säuregehalt bewegt sich zwischen 55 und 58 pCt. Nördlich Dennweiler schneidet der Erguss quer zum Streichen, wahrscheinlich an einer SO.—NW.-Störung, ab. Eine Fortsetzung wurde nicht beobachtet.

1. Pechsteinähnliche Porphyrite (Augitporphyrite), vom Aussehen des Gesteins am Steinernen Mann, westlich Ulmet. Die Gesteine führen in einer dichten, oft glasigen Grundmasse nicht allzugrosse Einsprenglinge von Feldspath und Augit. Die ganz glasigen Ausbildungsweisen wurden als echte Pechsteine ausgeschieden (westlich Kirrweiler). Von Dennweiler bis in die Nähe des Schönbornerhofes bei Kirrweiler bilden die Gesteine den ersten und ältesten Erguss im ganzen SO.-Flügel der Mulde. Zwischen dem Steinalb- und Kuralbthal (nördlich Oberalben)

haben sie eine starke Umwandlung erlitten, führen hier viel Kalk, Schwefelkies, und auch gangförmig Baryt, Zinnober u. s. w.

Von dieser Reihenfolge weichen einige Gesteinsformen wesentlich ab und zwar sowohl in chemischer Hinsicht als auch durch die Form des Auftretens. Es sind dies:

Orthophyr oder Orthoklasporphyr von Baumholder. Er wurde bisher den Porphyriten zugezählt, unterscheidet sich aber von diesen durch bedeutend höheren Kieselsäure- (66 pCt.) und Kaligehalt (5,69 pCt.) und erscheint überall als sehr zersetztes, stark gebleichtes Gestein, dessen Mandelsteinstructur immerhin für die Ergussnatur spricht. In einer quarzreichen dichten Feldspathgrundmasse liegen mehr oder minder grosse, meist ganz kaolinisirte Feldspäthe als Einsprenglinge.

Augitführender Felsitporphyr. Das Vorhandensein derartig saurer Magmen in der Grenzlagerdecke wurde von mir zum ersten Male in meinem vorigen Bericht festgestellt. Ich habe dort auf die unzweifelhaft gangartigen Vorkommnisse im Augitporphyrit bei Erzweiler hingewiesen. Die neueren Vorkommen sind jedoch, was die Form ihres Auftretens betrifft, noch nicht hinreichend sicher als Gänge erkannt. Die Verbreitungsform auf der Karte ergiebt, dass die Gesteine nicht wie die Erzweiler Gänge Querspalten ausfüllen, sondern dem Streichen der Ergüsse folgen, also möglicherweise selbst Deckoberflächenergüsse sein können. Am Lichtheckberg scheinen in der That Mandelsteine mit den in Rede stehenden Magmen in Verbindung zu stehen. Dagegen spricht ihr Auftreten in verschiedenen Ergüssen der Decke wieder mehr für die Annahme von eingepressten (intrusiven) Magmen.

Die Gesteine sind meist hellroth oder grau gefärbt, besitzen sehr dichte quarzhaltige Grundmasse und darin zahlreiche, aber kleine Einsprenglinge von Feldspathen und einem rhombischen Augit. Die Analyse weist 73,64 pCt. Kieselsäure, etwas Kalk (1,49 pCt.) und bei den Alkalien 3,78 pCt $Na_2O$ und 3,35 pCt. $K_2O$ auf. Das Verhältniss von Kali zu Natron ist für Felsitporphyre als orthoklasreiche Gesteine etwas abweichend. Die Gesteine müssen also reichlich natronhaltige Feldspäthe führen.

Ausser den sauren Gängen wurden in der Umgebung von

Gehau Lück im Steinalbthal noch solche von basischen Ge- Gesteinen mit z. B. 55,68 pCt. $SiO_2$ beobachtet. Dieselben durchsetzen hier in nordöstlicher Richtung eine dunkle Porphyritbreccie in Form von 1—8 Meter mächtigen Gängen und sind allerorts gut aufgeschlossen.

Von den diabasartigen Intrusivgesteinen der Decke wurde 1,5 Kilometer nordnordwestlich Dennweiler (Blatt Thal-Lichtenberg) ein neues Vorkommen festgestellt.

Unter Conglomeraten, Tuffen und Breccien wurden sämmtliche Sedimente in der Decke zusammengefasst, ohne dass damit der Deutung derselben hinsichtlich ihrer Entstehung vorgegriffen werden soll. Von ausserordentlicher Wichtigkeit für die Natur der Eruption überhaupt scheint mir das Vorkommen von tuffartigen Schichten an der Sohle der ganzen Ergussreihe, also ausserhalb derselben, zu sein. An mehreren Stellen bei Thal-Lichtenberg, Dennweiler, Oberalben und Ulmet lagen über den Sandsteinen und Schieferthonen der Tholeycr Schichten hellgraue, gelbe, meist gut geschichtete Tuffe, deren grössere oder kleinere Körner (im Allgemeinen sind es mittel- und feinkörnige Schichten) aus eruptivem Material bestehen. Das Vorkommen am Kobereck, nordöstlich Dennweiler, macht hinsichtlich der gleichförmigen Lagerung eine Ausnahme. Während das Rothliegende und die Ergüsse nach NW. fallen, haben die Tuffe hier eine starke Neigung nach der entgegengesetzten Seite. Ihre Mächtigkeit schwankt sehr, sie mag am Koberbeck 15—20 Meter betragen, nimmt aber nach NO. und SW. stark ab. Das Nebengestein der basischen Gänge an der Gehau Lück zwischen Erzweiler und Niederalben hat das Aussehen einer Porphyritbreccie, bis faustgrosse, meist ziemlich cckige Brocken von Porphyrit in einer etwas zersetzten Grundmasse, die ebenfalls porphyritisches Material zu sein scheint. Die sehr dunkle Breccie besitzt keine oder nur sehr undeutliche Schichtung, aber mitunter eine kugelige Absonderung (Weg Gehau Lück—Erzweiler); sie wird von mehreren Eruptivgängen durchsetzt.

Die grosse Sedimenteinlagerung, vorwiegend zwischen einsprenglingsarmen und -reichem Porphyrit, zwischen dem Stein-

albthal und Oberjeckenbach, wird von echtem Conglomerat gebildet. Sie enthält bis kopfgrosse, mehr oder minder runde Blöcke von Porphyrit und augitführendem Felsitporphyr in einem hellbläulichgrauen tuffartigen Bindemittel. Die Schichtung ist sehr undeutlich. Die Mächtigkeit reicht bei Schmidtmühle bis zu 15 Meter, beträgt aber gegen Oberjeckenbach vielleicht noch 5 Meter.

Die Lagerung der Ergüsse weicht im Allgemeinen vom Muldenbau nicht ab. Dagegen konnten an mehreren Orten Störungen in der Decke nachgewiesen werden. Besonders in dem hinsichtlich der Reihenfolge der Ergüsse scheinbar verwickelt und abweichend aufgebauten Gebiet in der südwestlichen Ecke des Blattes Baumholder haben sich Verwerfungen ergeben, welche geeignet erscheinen, die scheinbaren Schwierigkeiten zu heben. Zwei Querverwerfungen erzeugen hier z. B. von Lascheid zum Totalpthal eine mehrmalige Wiederholung von einsprenglingsreichen und -armen Porphyriten, wie sie im normalen Gebiet nicht beobachtet wurde. Die südwestliche der beiden Spalten bildet die Verlängerung einer im Unter-Rothliegenden des bayrischen Theiles von Blatt Thal-Lichtenberg bereits nachgewiesenen Verwerfung. Die auf das obere Guthausbachthal gerichtete und in dieses fortsetzende Störung macht das Vorkommen der Erzgänge (Fahlerz, Zinnober) bei Berghaus verständlich und mag mit dem Vorkommen von diabasischen Intrusivgesteinen am Staarfels in Beziehung stehen.

Die im vorigen Bericht erwähnte abnorme Uebereinanderfolge von Porphyrit auf Melaphyr zwischen Wieselbach und Ehlenbach hat sich als eine Ueberschiebung des ersteren auf den Melaphyr erwiesen; die Aufschlüsse an der Strasse haben die Ueberschiebungsfläche blossgelegt.

Am Westrand des Blattes Baumholder spielen Querverwerfungen in der Decke eine grosse Rolle, indess sind hier die Untersuchungen noch nicht zum Abschluss gediehen.

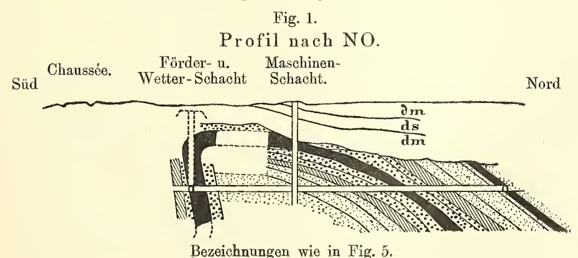
Mittheilung des Herrn G. BERENDT über Ergebnisse seiner Aufnahmearbeiten innerhalb der Blätter Hohenfinow und Freienwalde.

Wesentlich Neues boten die Aufnahmen nicht. Sie bestätigten vielmehr, wie im Vorjahre so auch während des Sommers 1892, durch immer erneute Auffindung kleiner Tertiäraufschlüsse in Wegeeinschnitten oder mit Handbohrlöchern die neueren Anschauungen über die Lagerungsverhältnisse des märkischen Tertiärs. Wenn aber im vorjährigen Berichte auf die Regelmässigkeit der Lagerungsfolge vom mitteloligocänen Septarienthone und mitteloligocänen Stettiner Sande, durch oberoligocänen Meeressand hinauf zu miocäner Braunkohlenbildung und zum Diluvium hingewiesen wurde, so kann ich diesmal ausserdem hervorheben, dass auch die bereits mehrfach von mir und Anderen im Flachlande beobachtete Unregelmässigkeit einer diluvialen Ueberschiebung bezw. Ueberkippung tertiärer Bildungen allmälig beginnt, zu einer gewissen Regelmässigkeit zu werden.

Es ist die bereits früher von mir besprochene, in der Frankfurter Gegend in grossartigem Stile vorkommende Erscheinung der nach Süden übergekippten Sättel- und Muldenbildungen, die ich glaube auf das einstmals in dieser Richtung darüber hinschiebende skandinavische Eis zurückführen zu dürfen. Auch hier bei Falkenberg, wo das Streichen der Flötze eine mehr westliche Richtung annimmt, zeigt sich diese Erscheinung, wie das nach Linie NO des Lageplanes gelegte Profil des dortigen Grubenbildes, das ich hier wiedergebe, zeigt.

Fig. 1.

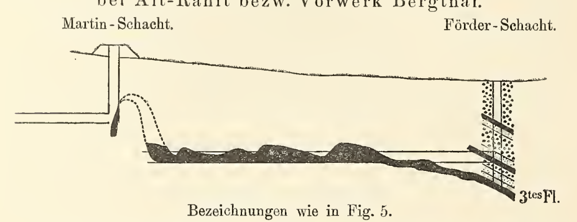
Profil nach NO.




Bezeichnungen wie in Fig. 5.

Auch das seltsame Profil einer welligen Flötzfaltung, wie es ein vom Förder- zum Martin-Schacht bei Vorwerk Bergthal (Alt-Ranft) getriebener Querschlag geliefert hat, möchte ich ebenfalls dieser Einwirkung zuschreiben.

Fig. 2.
Querschlag vom Martin-Schacht zum Berg-Schacht IV bei Alt-Ranft bezw. Vorwerk Bergthal.




Bezeichnungen wie in Fig. 5.

Als vortrefflichstes Beispiel einer solchen Aufpressung und Ueberkippung hatte man aber im vergangenen Sommer Gelegenheit, die Auflagerung des mitteloligocänen Septarienthones auf oberoligocänem Glimmersande und dieses auf diluvialem Spathsande und Grande in einer der Thongruben des Hammerthales, halbwegs zwischen Falkenberg und Freienwalde, unmittelbar zu beobachten. Die in Folge anhaltenden Regenwetters nicht gelungene photographische Aufnahme des für die Erklärung der Lagerung als überkippter Sattel lehrreichen Profils soll im Sommer 1893 wiederholt werden.

Wenn ich für eine ungezwungene Erklärung dieser in ihren obersten Theilen meist schon zu Luftsätteln gewordenen Aufquellungen bezw. Emporpressungen schon im Jahrgange 1886 dieses Jahrbuches (S. 17) betreffs der Frankfurter Gegend, ebenso wie im Jahrgange 1884 der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft (S. 870) betreffs der Stettiner Gegend, die langsam, aber gewaltsam vordringende Eisbedeckung der Diluvialzeit heranziehen musste, so erklärt sich eine andere, gleichfalls im Sommer 1892 in der Falkenberg-Freienwalder Gegend beobachtete Lagerungsstörung des Tertiärs, namentlich der Braunkohlenbildung

schon allein aus der Verschiedenheit in der Mächtigkeit der diluvialen Aufschüttung, wie ich solches bereits in einer kurzen Mittheilung im Jahrgange 1892 der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, der auch die folgenden Holzschnitte entlehnt sind, dargelegt habe. Nicht nur dass solche stärkeren Aufschüttungen diluvialen Materiales, namentlich Unteren Sandes und Grandes, sich an der Oberfläche meist als flache Kegel und Kuppen geltend machen, auch nach der Tiefe zu bilden dieselben meist keine gerade, sondern eine ebenso nach unten wie ihre Oberfläche nach oben ausgebogene Linie (s. Fig. 3 und 5).

Es erklärt sich diese Erscheinung leicht als Folge des verschiedenen Druckes auf die Unterlage, hier auf die Sand-, Letten- und Kohlenschichten der Braunkohlenbildung, welche daher vielfach, wie solches namentlich aus dem Braunkohlenbergbau der Lausitz bereits früh bekannt geworden ist und auch s. Z. von Mitscherlich und Beyrich in den Rauen'schen Bergen beobachtet wurde, unter einem Hügel eine Mulde, unter den Rändern desselben oder in Thälern dagegen, aufgequollen, einen Sattel bilden. Ein schönes Beispiel für ersteren Fall, die Muldenbildung unter einem Berge, bietet das folgende, dem Grubenbilde der Freienwalder Zechen entnommene, durch den Galgen- oder Vandalenberg bei Freienwalde gelegte Profil nach A B C des Gruben-Lageplanes.

Fig. 3.

Profil nach A B C des Grubenbildes.



Bezeichnungen wie in Fig. 5.

Ebenso liefert ein Beispiel für den zweiten Fall, die Sattelaufbiegung im Thale, das ebendaher stammende Profil nach

I K der Grube Hohenfinow bei Falkenberg. Es zeigt die Lagerung unter dem Thale, welches zwischen Falkenberg und dem

Fig. 4.
Profil nach I K. (Südhälfte.)

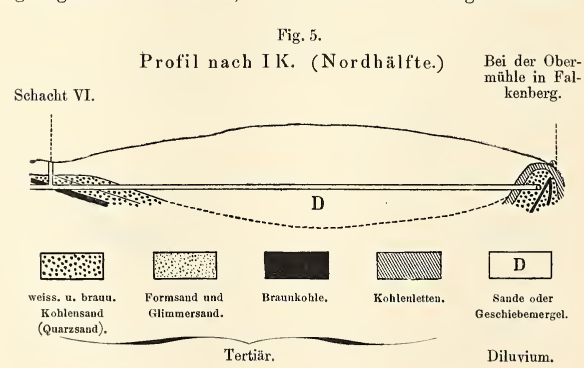
Schacht VI.

D

Bezeichnungen wie in Fig. 5.

am Köthener Wege neben »Mon choix«, dem kleinen Sommerhause der Familie von Jena, erbauten Rettungshause nach Westen sich in den Wald hineinzieht. Die Fortsetzung dieses Profiles aber, die durch einen in der Richtung auf Falkenberg unter der ganzen dazwischen gelegenen Höhe getriebenen Versuchsstollen ermöglicht wurde, giebt (s. Fig. 5) wieder das gleiche, schon in Fig. 3 gebotene Bild einer Muldenbildung unter dem Berge und am jenseitigen Steilfusse des Berges, oberhalb der Falkenberger Obermühle, abermals eine Aufquellung des Braunkohlengebirges zu einem steilen, die halbe Höhe des Berges bildenden

Fig. 5.
Profil nach I K. (Nordhälfte.)



Sattel. Wer, ohne die in dem Profil gegebenen bergbaulichen Aufschlüsse zu kennen, den Berg bis zur halben Höhe von dunklem Braunkohlenletten gebildet und, nach dem Bache zu, sogar den oberoligocänen Glimmersand regelrecht darunter hervortreten sieht, der glaubt es sicherlich mit regelrecht und in grosser Mächtigkeit entwickelten Schichten des Tertiärgebirges zu thun zu haben und vermuthet nicht, dass dasselbe schon in wenigen Lachtern horizontaler Entfernung vom Diluvialgebirge hinterlagert wird.

Mittheilung des Herrn Henry Schröder über seine Aufnahmen der Blätter Gr.-Ziethen, Stolpe, Hohenfinow und Oderberg in den Jahren 1890—92.

Der vorliegende Bericht enthält die wissenschaftlichen Resultate der geologischen Kartirung der Blätter Gr.-Ziethen, Stolpe, Hohenfinow, Oderberg aus den Jahren 1890—92. Im Speciellen werden die hier kurz skizzirten Ergebnisse in Gemeinschaft mit Herrn Prof. Dr. Berendt behandelt werden.

Die in diesem Gebiet interessanteste Erscheinung ist die ausgezeichnet amphitheatralisch ausgeprägte Bogenform, in welcher die Endmoräne auftritt. Es liessen sich 4 deutliche Moränenbogen feststellen. Zunächst tritt der Joachimsthaler Bogen[1]) mit seinem nordwestlichen Flügel von den Ihlow-Bergen bis nach Louisenfelde bei Schmargendorf auf Blatt Gr.-Ziethen über. Westlich des Dorfes Gr.-Ziethen beginnt in NO. — SW.-Richtung der Senftenhütter Moränenbogen; er biegt bei der Försterei Gr.-Ziethen nach S. um und läuft über Senftenhütte und Försterei Senftenthal mit einer zweiten Biegung nach O. bis nördlich Bahnhof Chorin. Dieser S.-Flügel des Senftenhütter Bogens ist zugleich der N.-Flügel des Choriner Moränenbogens, der über den Hirse-, Pferdematten- und Pferdeberg nach dem S.-Ausgang des Dorfes Chorinchen zieht, von da über Amt Chorin und den Weinberg auf Blatt Hohenfinow übergeht und dann nach N. bis zu den Theerbrenner Bergen und Schüttebergen aufbiegend wieder auf

---

[1]) Zur Orientirung genügt die neue Ausgabe der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100000 Blatt Freienwalde.

Blatt Gr.-Ziethen erscheint. Die letztgenannten Berge bilden zugleich den N.-Flügel des weiter südlich auf Blatt Hohenfinow verlaufenden Lieper Moränenbogens.

Derselbe gliedert sich in sehr eigenthümlicher Weise. Er beginnt in den Plage-Bergen, geht über die Eich-Berge an der NO.-Seite des Lieper Amtsweges entlang gradlinig auf die Försterei Grenzhaus zu und bricht hier im Oder-Erosionsrande ab; er erscheint wieder in directer Verlängerung seines bisherigen Verlaufes auf der Neuenhagener Oder-Insel und biegt dann bei Schiffmühle und Neu-Tornow nach NO. auf, um bei Alt-Glietzen zu endigen. Ich bezeichne diesen Bogen als Liepe-Neuenhagener Bogenstück. Dahinter d. h. nach NO. zu setzt die Endmoräne auf's Neue ein; über den Schufuts-, Pfingst-, Stein-Berg bei Liepe streicht sie W.—O., vom Flieder-Berg biegt sie nach NO. auf und verläuft in der Maienpfuhler Forst bis in die Nähe der Dörfer Paarstein und Lüdersdorf. Diese Endmoräne bezeichne ich als Liepe-Maienpfuhler Bogenstück; dasselbe bildet mit dem NW. Theil des Liepe-Neuenhagener Bogens den Lieper Moränenbogen in engerem Sinne. Die NO.-Partie desselben ist in ähnlicher Weise wie an den anderen Bögen gemeinsam mit dem folgenden, dem Oderberg-Neuenhagener Bogen. In der Gegend, wo die Landstrasse Chorin-Oderberg auf den Kamm der Endmoräne steigt, trennt sich dieser Bogen von dem Maienpfuhler Bogenstück ab; er streicht dann weiter selbstständig in N.—S.-Richtung auf das Oderthal zu und bricht hier im Pimpinellen- und Teufels-Berg ab. Seine directe Fortsetzung ist ebenfalls die Endmoräne auf der Oderinsel.

Der Liepe-Maienpfuhler und Oderberger Bogen bezeichnen eine weiter nach NO. zurückliegende Etappe im Rückzuge des Gletscherrandes, sie sind also etwas jünger als die Senftenhütter, Choriner und Liepe-Neuenhagener Moränenbögen. Der Eisrand mag in den nordwestlichen und südöstlichen Moränenbögen verharrt haben, während inneralb des Liepe-Neuenhagener eine selbstständige, jedenfalls nur locale Zurückbewegung stattfand. —

Einige Thatsachen, welche für die Klärung des Problems der Oder-Nordablenkung Anhaltspunkte bieten, sind festgestellt. In

erster Linie steht die Beobachtung, dass der Lieper-Neuenhagener Moränenbogen genau an der Stelle, wo der Oder-Durchbruch erfolgt ist, an den »alten Weichsel-Urstrom« herantritt. Nach Analogie der übrigen Bögen und aus anderen Gründen muss man annehmen, dass sich hier, etwa wie bei Chorin, ein schmaler Durchlass für die Gletscherwasser befand; dieser Durchlass musste nothwendiger Weise erweitert werden, als der Gletscherrand die oben besprochene Rückbewegung nach dem Maienpfuhler und Oderberger Bogen machte. Auf diesem Wege bildete sich also eine nach NO. gehende Seitenbucht, in welcher die Wassermassen von N. nach S. flossen.

Dass der ganze Eisrand thatsächlich grosse Wassermassen producirte, geht aus den weiten Sand- und Geröllflächen vor der Endmoräne hervor und wird für das Maienpfuhler Bogenstück namentlich dadurch bewiesen, dass in den Blockmassen, die vor der eigentlichen Endmoräne liegen und durch Erosion am Thalrande erschlossen sind, sehr häufig sowohl in den hangendsten wie liegendsten Partien deutliche Schichtung auftritt, die nur unter Mitwirkung des Wassers entstanden sein kann. Dass ferner hinter der Endmoräne ebenfalls Wassermassen thätig waren, geht aus den deutlich thalartig ausgeprägten Durchlässen bei Chorin und Chorinchen hervor und wird ferner bewiesen durch die weiten Ebenen hinter den Choriner Bogen, die von Amt Chorin bis Paarsteinwerder nach N. hinauf reichen. Die Sande und Thonmergel, welche dieselben zusammensetzen, sind jünger als der obere Geschiebemergel und gemäss ihrer Lagerung in geschlossenen Becken als Beckensande und -Thonmergel zu bezeichnen. Dieselben treten ebenfalls hinter dem Lieper-Bogen im Plage-Becken, wo namentlich die Thonmergel sehr weit verbreitet sind, auf. In gleicher Weise sind sie hinter dem Oderberger und Neuenhagener Bogen in grosser Deutlichkeit entwickelt. Durch ihre ausserordentlich schöne Schichtung weisen sie eben auf Wasserabsatz hin und repräsentiren bei verschiedener Meereshöhe gewissermaassen die höchste Terrasse der von N. nach S. strömenden Wasser; dieselben mussten natürlich auch bei Oderberg einen Abfluss nach S. in den »Urstrom«, dessen Terrasse

bis 40 Meter nördlich Niederfinow hinaufreicht, haben und so die Wege für die N.-Ablenkung der Oder vorbereiten. —

Vergleicht man die geologische mit einer Höhenschichtenkarte, so fällt es sofort in die Augen, dass sich die eigenthümliche Bogenform der Endmoräne auch in den Oberflächenformen auf's deutlichste ausprägt.

Die Blockpaekung, dieser charakteristische, aber nicht ständige Begleiter der Endmoränen, tritt auf den höchsten Punkten auf und zieht sich nur selten in die niedrigeren Partien herab. Die leider nicht sehr zahlreichen Aufschlüsse in ihr beweisen, dass sie sowohl horizontal als vertical in normale Grundmoräne vollständig übergeht. Die Blockpackung ist vielfach nur die steinige Ausbildungsform des Geschiebemergels. Hervorheben muss ich, dass sie nicht allein innerhalb der Endmoräne auftritt; vielmehr ist sie eine nicht seltene Erscheinung im Geschiebemergel überhaupt und namentlich an der Basis des oberen Geschiebemergels an vielen Punkten innerhalb des Höhenzuges, wo man eventuell nur an ältere, eingeebnete Endmoränen denken könnte, beobachtet. Die Blockpaekung ist kein »Leitfossil« für Endmoränen, insofern man unter Endmoräne diejenigen Gebilde versteht, die sich am Rande eines Gletschers in Folge des Stillstandes desselben wall- und zugartig aufhäufen. Nicht überall, wo sich Blockpackung findet, sind Endmoränen und nicht überall, wo Endmoränen sich finden, ist Blockpackung.

Von Joachimsthal bis Oderberg ist in die Blockpackung häufig eine Bank normalen Geschiebemergels eingeschaltet und zwar in der Art, dass zu oberst $1^1/_2-2$ Meter Blockpackung, alsdann 2—3 Meter Geschiebemergel und darunter erst die bis zu 10 Meter mächtige Hauptblockpackung folgt. Dieses an vielen Punkten beobachtete Profil beweist, dass nach der Stillstandsperiode, welcher die untere Blockpackung ihr Dasein verdankt, ein Vorschub des Gletschers und Ablagerung normaler Grundmoränen und alsdann ein Rückzug und erneuter Stillstand erfolgte. Hiermit soll jedoch nicht gesagt sein, dass die Geschiebemergelbänke aller Aufschlüsse vollständig gleichzeitig sind und nur eine durchgehende Oscillation andeuten; es können vielmehr mehrere, aller-

dings zeitlich wenig getrennte Oscillationen stattgefunden haben. Jedenfalls ist ein Hin- und Herbewegen des Gletscherrandes auch während der im Allgemeinen als Stillstand aufzufassenden Periode anzunehmen.

Diese Annahme ist wesentlich für die Erklärung einer anderen Erscheinung. Mehrere tiefere Aufschlüsse in der Endmoräne haben nämlich gezeigt, dass das untere Diluvium die Erhebung, auf welcher die Blockpackung meistens gelagert ist, mitmacht; ja an manchen Punkten stossen die unterdiluvialen Sande und Thonmergel sogar durch die oberdiluvialen Bildungen durch. Dieses Lagerungsverhältniss ist nur durch den einseitigen Druck des Gletscherrandes beim Stillstande und namentlich durch Schub beim zeitweiligen Vorrücken während einer Oscillation erklärbar.

Als oberflächlichste Bildung, welche die ganze Endmoränenhöhe stellenweise überzieht, ist schliesslich der obere Sand zu erwähnen. Er zeichnet sich durch das seltene Auftreten von Schichtung aus; sehr häufig hat er ganz das Aussehen des sogenannten Geschiebesandes der Mittelmark, eine in sich gleichmässige, mittelkörnige Sandmasse mit regellos darin vertheilten Geröllen und Geschieben. Jedenfalls hat bei ihrer Bildung in begrenzten Bahnen fliessendes Wasser direct kaum mitgewirkt, wie auch schon daraus hervorgeht, dass der obere Sand sich an keine Höhenlage hält. Man kann ihn als das Residuum der Grundmoräne und der in und auf dem Gletschereis befindlichen Sande, Gerölle und Geschiebe, am Ende der Stillstandsperiode bezeichnen.

Diese Stillstandsperiode, deren Product die Endmoräne ist, hat einerseits also drei petrographisch verschiedene Gebilde, die Blockpackung, den Geschiebemergel und die Geschiebesande aufgeschüttet, andererseits gleichzeitig den Untergrund aufgestaut. Das Resultat dieser beiden, allerdings nicht immer miteinander combinirten Vorgänge sind die orographisch stark hervortretenden Moränenbögen. Da nun Blockpackung, Geschiebemergel und Geschiebesand auch sonst in mehr oder minder enger Verknüpfung mit einander auftreten und ausserdem nur als graduell verschiedene Ausbildungsformen der Grundmoräne aufzufassen sind und da ferner, ebenso mit diesen Gebilden verknüpft,

häufig Stauungen des Untergrundes ausserhalb der Endmoräne beobachtet sind, so kann als Hauptcharakteristikum der Endmoräne nur ihr orographisches Hervortreten und die zugartige Anordnung der Aufschüttung und Stauung angesehen werden, mögen diese Höhen und Züge aus Blockpackung, Geschiebemergel, Geschiebesande, aus unterdiluvialen Sanden oder aus irgend einer Combination zweier oder mehrerer dieser Gebilde bestehen. Auf Grund dieser Auffassung bezeichne ich als »Endmoräne« auch die den Choriner und Lieper Bögen gemeinsamen Höhen, die fast nur aus Geschiebemergel und oberem Sand bestehen, und ebenso das dem Maienpfuhler und Oderberger Bogen gemeinsame Stück, das wesentlich von Geschiebemergel mit einigen Durchragungen gebildet wird. —

In die tieferen Theile des grossen beckenförmigen Gebietes, das nach SW. von der Endmoräne, nach NW. von dem seiner genetischen Bedeutung nach noch unerklärten Buchholzer Durchragungszuge, nach SO. von dem Maienpfuhler Moränenbogen eingeschlossen wird und nach NO. eine Begrenzung durch die grosse Durchragung des Gottesberges bei Neu-Künkendorf erfährt, sind zahlreiche Seen eingesenkt, deren grösster der Paarstein-See ist. Dieser wird nach NO. von oberdiluvialem Geschiebemergel ausgekleidet. Ehemals war die Wasserfläche oder doch das von fliessendem Wasser durchströmte Gebiet ausgedehnter und hat bis an den Choriner und Lieper Moränenbogen gereicht. Die von N. kommenden Wassermassen haben sich jedoch an der Endmoräne gestaut und die bereits oben erwähnten Becken-Sande und Thonmergel, die bei ca. 50 Meter Meereshöhe bis zu 11 Meter Mächtigkeit in beiden Bögen auftreten, abgelagert, wodurch die Wasserfläche nach S. zu stark reducirt wurde. In ihr sind namentlich innerhalb des Lieper Moränenbogens zahlreiche Inseln von Geschiebemergel und unterdiluvialen Sanden vorhanden gewesen, die von den spätdiluvialen Bildungen nicht bedeckt sind. An dieses Becken schliesst sich im N. bis hinauf nach Angermünde eine Rinne, an deren Rande unterdiluviale Sande unter oberem Geschiebemergel durch Erosion hervortreten. Der Paarstein - See mit seinen Dependenzen ist also ein Endmoränen-Stau- und zugleich

Grundmoränen-See, der im S. durch jüngere Aufschüttung eingeengt und im N. durch Erosion erweitert wurde. —

Die grosse Ebene auf Blatt Hohenfinow zwischen Chorin und Niederfinow, die nach BERENDT dem Thorn-Eberswalder Hauptthal angehört, ist lediglich aus unterdiluvialen Sanden und Thonmergeln zusammengesetzt; dass Neubildung von Thalsanden in ihr stattgefunden hat, ist nicht nachweisbar. Ein deutlicher Erosionsrand, in welchem diese Ebene von dem diluvialen Hochplateau absetzt, ist nur bei Sandkrug an der Durchbruchstelle des Paarsteiner Staubeckens durch die Endmoräne vorhanden; nach SO. verschwindet der Steilrand und der Thalboden geht in sanft ansteigendem Gehänge in die Endmoränenhöhe über. In diese ebene, bei 40 Meter Meereshöhe gelegene und nach N. ansteigende Fläche ist die zuerst von NW.—SO. und dann N.—S. verlaufende Rinne des Ragöser Fliesses eingesenkt, dessen schmale Terrasse gleichzeitig mit den bei circa 20 Meter Meereshöhe liegenden Terrassen des Finowthales sein mag. Dieselbe wird in NNO.—SSW.-Richtung von dem grossen »Schmelzwasserabfluss« BERENDT's, der als eine Rinne von unregelmässigen Begrenzungsformen und nach Art echter Diluvialrinnen im S. aussetzend aus dem Staubecken hinter der Choriner Endmoräne herauskommt, durchschnitten. Der »Schmelzwasserabfluss« muss also jünger als die 20 Meter Terrasse sein. Ferner folgt aus diesen Verhältnissen, dass der Thalboden des »Thorn-Eberswalder Hauptthales« an dieser Stelle bereits trocken war, als sich die Terrassen des Ragöser Fliesses und der »Schmelzwasserabfluss« bildeten. Entweder ist die Ebene zwischen Niederfinow und Chorin nur kurze Zeit vor Bildung dieser beiden Rinnen Thalboden eines von O. nach W. strömenden Flusses gewesen, oder sie ist überhaupt nicht als Thalboden, sondern als Sandr des Choriner und Lieper Moränenbogens zu betrachten.

Mittheilung des Herrn G. MÜLLER über die Aufnahmen auf den Blättern Fiddichow und Greifenhagen.

Das Blatt Fiddichow besteht seinem geologischen Aufbau nach aus drei Theilen: dem Oderthal mit vorwiegend alluvialen

Bildungen und der Thalsandstufe; zweitens dem Gebiete zwischen dem Oderthal und der noch genauer zu kennzeichnenden Liebitz-Rinne, welches der Hauptsache nach vom Unteren Diluvium gebildet wird, und drittens dem östlich der Liebitz-Rinne folgenden Gebiet, welches im Wesentlichen dem Oberen Diluvium angehört.

Die westlich vom Oderthal sich hinziehende Senke, in welcher der Marsekow- und Liebitz-See liegen, hat zunächst nördlichen Abfluss, der dann zwischen Brusenfelde und Paculent nach Westen umbiegt. Die Liebitz-Rinne verläuft demnach zunächst parallel dem Oderthal, um schliesslich wie die übrigen kleineren Seitenthäler senkrecht in jenes einzumünden, während in diluvialer Zeit die Wasser in der SSW.-Richtung abflossen. Angedeutet ist dieser alte Wasserlauf durch einen aus dem Oberen Geschiebemergel erodirten Unteren Sand-Streifen, welcher beiderseits von Oberen Sanden begleitet wird. Im südlichen Verlauf biegt die Rinne, entsprechend der Nipperwieser-Roderbecker Einbuchtung des Oderthales, nach SO. um, und wird hier durch die beiden Colbitz-Seen gekennzeichnet. Das so von der Oder und der Liebitz-Colbitz-Senke begrenzte Gebiet bietet bei der Kartirung grössere Schwierigkeiten, da die hier einst stärker wirkenden Gletscherwässer die ursprüngliche Grundmoräne der zweiten Vereisung in zahlreiche einzelne Partieen zerlegt hat, die ihrerseits wieder vielfach von den Oberen Sanden bedeckt sind, so dass die Oberflächengestaltung dieses Gebiets durch die altdiluvialen Ablagerungen bedingt ist. Wir finden demnach namentlich in der näheren Umgebung Fiddichow's jenes stark bewegte Gelände, welches durch die zahlreichen Unteren Sand-Kuppen hervorgerufen ist, während das westlich vom Liebitzthal liegende Obere Geschiebemergelplateau flachwellige Formen gezeitigt hat.

Am Oderrand und in den Seitenthälern treten der Untere Geschiebemergel und der Untere Sand bezw. Grand heraus, während landeinwärts der letztere mit Oberen Sanden bedeckt ist, an deren Stelle noch weiter nach Osten in der Kehrberger Forst Reste des Oberen Geschiebemergels treten, die ihrerseits entweder von Oberen Sanden bedeckt sein können bezw. in buntem Wechsel mit diesem dem Unteren Sande auflagern.

Erwähnenswerth ist auch das Vorkommen von Miocän-Kies bei Brusenfelde und Septarienthon bei Marienhof, welch' letzterer vielfach noch unverarbeitetes Material zur Bildung des Unteren Geschiebemergels geliefert hat.

Am West- und Nordrand des Blattes treffen wir ausgedehnte Thalsandablagerungen, welche auf dem nördlich anstossenden Blatte Greifenhagen die Marwitz-Greifenhagener Bucht erfüllen und ferner den Mönchkapper Werder bilden. Auf der Thalsandstufe sind allemal die geschichtlich jüngsten Niederlassungen erfolgt, die hauptsächlich in die Regierungszeit Friedrich des Grossen fallen.

Von alluvialen Bildungen des Oderthals im Bereich der Blätter Greifenhagen und Fiddichow nimmt der Schlick unser besonderes Interesse in Anspruch, da auf diesem die grosse Fruchtbarkeit des Oderbruchs und somit der Wohlstand der angrenzenden Ortschaften beruht.

Die Mächtigkeit des Schlicks ist sehr verschieden. Er erreicht naturgemäss nur an den Ufern der zahlreichen Wasserläufe eine Stärke von 2 Meter und darüber, während er weiter ab fast durchweg auf Torfuntergrund lagert. Grössere Flächen nimmt der Schlick von über 2 Meter Mächtigkeit zwischen Gatow und Fiddichow ein, während nördlich Fiddichow derartige Ablagerungen nur noch als schmale randliche Zonen auftreten. Je mehr wir uns der Odermündung nähern und je breiter das Thal wird, desto schmaler werden auch die Flächen mit Schlick auf Torfuntergrund, bis schliesslich diese gegenüber dem reinen Torf ganz in den Hintergrund treten.

Mittheilung des Herrn H. GRUNER über einige Ergebnisse der Aufnahmen der Blätter Demertin und Lohm.

Im Herbst 1892 erstreckte sich die Aufnahme zunächst auf den südöstlichen Theil des Blattes Demertin, welches dadurch zum Abschluss gebracht wurde und alsdann auf die Nordhälfte des südlich daran stossenden Blattes Lohm.

Was zunächst den bereits im Jahrbuch 1891, Seite LXXIII besprochenen glaukonitischen Mergel in der sogenannten wüsten

Feldmark Gumtow, an der Zarenthin-Gumtower Grenze, betrifft, so ergab die chemische Analyse einer Probe des aus 3 Meter Tiefe entnommenen, feinsandigen, im feuchten Zustande grün gefärbten Mergels folgende Zusamensetzung:

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . . | 60,73 pCt. | | | | |
| $Fe_2O_3$ u. $Al_2O_3$ . | 6,49 » | | | | |
| $CaO$ . . . . | 16,65 » | entspräche | 29,80 | pCt. | $CaCO_3$ |
| $MgO$ . . . . | 0,38 » | » | 0,76 | » | $MgCO_3$ |
| $K_2O$ . . . . | 3,04 » | » | 4,98 | » | $K_2SiO_3$ |
| $Na_2O$ . . . . | Spuren » | | | | |
| $CO_2$ . . . . . | 13,53 » | | | | |
| $P_2O_5$ . . . . | 1,06 » | | | | |

Da nach den im Vorjahre gegebenen Mittheilungen der in 1,0 bis 1,7 Meter Tiefe auftretende gelblichweiss gefärbte Kalkmergel 51,87 pCt. $CaCO_3$, die nachfolgende sandige Kalksteinbank 79,61 pCt. und der 2 Meter tief anstehende Mergel 43,71 pCt. $CaCO_3$ besitzt, so findet infolge des zunehmenden feinen Sandgehaltes nach der Tiefe hin ein nicht unerheblicher Rückgang im Kalkgehalt statt. Trotzdem gewährt dieser Mergel der Landwirthschaft noch ein vorzügliches Meliorationsmaterial und wäre gerade für jene Gegend dringend zu wünschen, dass derselbe diesem Zwecke auch nutzbar gemacht würde.

Der Tertiärmergel von Zichtau und Wiepke i/Altm., welcher am zuletztgenannten Orte in zwei Gruben nordwestlich Ehstedt an der Chaussee von Gardelegen nach Salzwedel aufgeschlossen ist und dort von 1 bis 2 Meter mächtigem, Rothem Geschiebemergel bedeckt wird, ist mit dem bei Gumtow auftretenden gleichalterig und petrographisch identisch. Auch dieser ist mürbe, feinsandig, von grünlicher, im feuchten Zustande dunkelgrüner, verwittert, gelblicher bis bräunlicher Farbe. Während aber der Wiepker und besonders der bei Zichtau auf mehreren Bergkuppen in umfangreichen Gruben aufgeschlossene glaukonitische Mergel grosse Mengen wohlerhaltener Versteinerungen enthält, fehlen diese dem Gumtower Mergel oder bleiben nur in sehr kleinen, kaum bestimmbaren Exemplaren auf die geringmächtige Kalkstein-

bank in 2 Meter Tiefe beschränkt. An Kalkgehalt steht aber der Wiepker Mergel hinter demjenigen von Gumtow zurück, da er davon nur 18,02 pCt. enthält. (Vergl. Erläuterungen zu Blatt Gardelegen, S. 36).

Das Plateau im südöstlichen Theile des Blattes Demertin, sowie dasjenige im nördlichen Theile der Section Lohm kann an dieser Stelle deshalb Erwähnung finden, weil hier in mehrfachen Grubenaufschlüssen die Ueberlagerung des Oberen Diluvialmergels mit seinen Verwitterungsstadien in 0,5 bis 2,0 Meter Mächtigkeit auf Unterem Rothem Diluvialmergel entweder diesem direct auflagernd oder von diesem durch 0,5 bis mehrere Meter mächtigem Unterem Sande getrennt, beobachtet werden kann. Es kann kein Zweifel darüber herrschen, dass auch der gesammte, auf den Feldmarken Schönermark (Blatt Demertin), Breddin und Stüdenitz (Blatt Lohm) dem Rothen Unteren Diluvialmergel bezw. seiner Lehmdecke auflagernde lehmige Sand der Rückstand des ehedem hier in nur sehr dünner Decke zum Absatz gelangten Oberen Diluvialmergels ist; es geht dies schon aus der nur schwach lehmigen Beschaffenheit der Oberkrume und der eingeschlossenen, verhältnissmässig grossen Menge wallnuss- bis faustgrosser Geschiebe hervor.

Wenngleich der Untere Diluvialmergel in dem in Rede stehenden Gebiete im grossen Ganzen in der für die Priegnitz und Altmark charakteristischen rothen Farbe auftritt, so lässt dieselbe andererseits doch auch an vielen Stellen, gleichwie der Obere Diluvialmergel, eine ausgesprochen gelbe bezw. schwach röthlichgelbe Farbe erkennen, die auffällig hervortritt, sobald der Mergel bei Benutzung zu Meliorationszwecken in Haufen auf den Acker gebracht wird. Hierher rechnen die Vorkommnisse in den grösseren Gruben nahe der Ziegelei südlich von Berlitt, 1,17 Kilometer westlich von Schönermark, 300 Schritte nördlich von Charlottenhöhe, 0,5 Kilometer nördlich von Zichtow, nahe dem Abbau von Breddin (südsüdwestlich der Ortschaft) und 300 Schritte östlich vom Bahnhofe Breddin.

Horizontale, bis über ein Meter mächtige Schichten von Unterem Sande oder auch gangartig auftretender, steil einfallender

Sand im Rothen Diluvialmergel verleihen demselben mitunter Schichtung bezw. trennen ihn in Abtheilungen, wofür insbesondere die grosse Gemeindegrube in Stüdenitz einen Beleg bildet. In der Regel setzt der Mergel sowohl nach dem Liegenden, als auch Hangenden und gegen seine seitliche Begrenzung scharf ab, was sich unter Anderem in der nordöstlichen Ecke des Blattes Lohm und auf grössere Erstreckung am gesammten Plateaurande von Kümmernitz an bis nahe am Ostrande des Blattes in zahlreichen Gruben beobachten lässt. In diesem gesammten, beinahe das ganze Blatt durchquerenden Striche wird der Untere Diluvialmergel von Unterem Sande bedeckt oder letzterer bildet am Fusse des Abhanges das Liegende des Mergels und tritt in einer schmalen Zone über dem Thalsande hervor, sodass der letztere an den Randflächen nur als oberflächlich umgelagerter Unterer Sand erscheint.

Für die Stellung des Rothen Diluvialmergels zum Unteren Diluvium liefern deutlichen Beweis 2 Aufschlüsse, 0,8 Kilometer westlich vom Gute Kümmernitz, in denen er unter ausgesprochen schön geschichtetem, viele Meter mächtigem Unteren Sand angetroffen wird.

Zweifellos bildet der Rothe Diluvialmergel auch den Kern des etwa 3 Kilometer weit sich erstreckenden Langen-Berges am westlichen Plateaurande, denn der Boden entbehrt nicht der Frische und zeigt das Holz, trotz des sterilen Oberbodens, einen auffallend freudigen Wuchs.

# Personal-Verhältnisse
## bei der Königl. Preuss. geologischen Landesanstalt und Bergakademie am 1. Januar 1894.

---

### Kuratorium.

1. Oberberghauptmann Freund, Director der Abtheilung für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Ministerium für Handel und Gewerbe.
2. Geheimer Regierungsrath Professor Dr. Rammelsberg.
3. Geheimer Bergrath Leuschner.
4. Geheimer Oberbergrath Dr. Hauchecorne.
5. Geheimer Bergrath Professor Dr. Beyrich.

### Vorstand.

1. W. Hauchecorne, Dr. phil., Geheimer Oberbergrath, erster Director der Gesammtanstalt.
2. E. Beyrich, Dr. phil., Geheimer Bergrath, ordentl. Professor an der Universität, Director für die wissenschaftliche Leitung der geologischen Landesaufnahme, zugleich Lehrer der Geognosie bei der Bergakademie.

### Bei der geologischen Landesaufnahme.

A. Landesgeologen.

1. G. Berendt, Dr. phil., ausserordentl. Professor an der Universität, mit der speciellen Leitung der Flachlandsaufnahmen beauftragt.
2. H. Grebe in Trier.
3. H. Loretz, Dr. phil.
4. F. Wahnschaffe, Dr. phil., Professor, Privatdocent an der Universität, zugleich Lehrer der Geologie bei der Bergakademie.

5. E. Dathe, Dr. phil.
6. F. Beyschlag, Dr. phil., zugleich beauftragt mit Vorträgen über Lagerstättenlehre bei der Bergakademie.
7. K. Keilhack, Dr. phil.
8. Th. Ebert, Dr. phil., zugleich beauftragt mit Abhaltung palaeontologischer Repetitorien und Uebungen bei der Bergakademie.

B. Bezirksgeologen.

1. M. Koch, Dr. phil., zugleich beauftragt mit Vorträgen über Petrographie und mikroskopische Physiographie der Mineralien bei der Bergakademie.
2. H. Schröder, Dr. phil.
3. R. Scheibe, Dr. phil., zugleich Lehrer der Mineralogie bei der Bergakademie.
4. E. Zimmermann, Dr. phil.
5. A. Leppla, Dr. phil.

C. Hülfsgeologen.

1. A. Jentzsch, Dr. phil., Professor, Privatdocent an der Universität in Königsberg i. Pr.
2. R. Klebs, Dr. phil., in Königsberg i. Pr.
3. H. Potonié, Dr. phil., zugleich beauftragt mit Vorträgen über Pflanzenversteinerungskunde bei der Bergakademie.
4. L. Beushausen, Dr. phil.
5. G. Müller, Dr. phil.
6. A. Denckmann, Dr. phil.
7. C. Gagel, Dr. phil.
8. O. Zeise, Dr. phil.

D. Nicht angestellte Mitarbeiter.

1. Th. Liebe, Dr. phil., Professor, Hofrath, in Gera.
2. K. von Fritsch, Dr. phil., ordentl. Professor an der Universität in Halle a. S.
3. A. von Koenen, Dr. phil., ordentl. Professor an der Universität in Göttingen.
4. E. Kayser, Dr. phil., ordentl. Professor an der Universität in Marburg.

5. H. Bücking, Dr. phil., ordentl. Professor an der Universität in Strassburg i. E.
6. H. Gruner, Dr. phil., Professor an der landwirthschaftlichen Hochschule in Berlin.
7. E. Holzapfel, Dr. phil., Professor an der technischen Hochschule in Aachen.
8. H. Proescholdt, Dr. phil., Oberlehrer in Meiningen.
9. W. Frantzen, Bergingenieur in Meiningen.

E. Als Hülfsarbeiter bei den Flachlandaufnahmen beschäftigte Kulturtechniker und Landmesser.

1. Th. Wölfer, Dr. phil., Kulturtechniker.
2. Fr. Reimann, Landmesser.

## Bei der Bergakademie.

A. Lehrer.

1. R. Finkener, Dr. phil., Professor, Lehrer der Chemie, Vorsteher des Laboratoriums für Mineralanalyse.
2. B. Kerl, Professor, Geheimer Bergrath, Lehrer der allgemeinen Hüttenkunde, der chemischen Technologie und der Löthrohrprobirkunst.
3. H. Wedding, Dr. phil., Professor, Geheimer Bergrath, Lehrer der Eisenhüttenkunde und Eisenprobirkunst.
4. A. Hörmann, Professor, Lehrer der Mechanik, der Maschinenlehre und der metallurgischen Technologie.
5. A. Schneider, Professor, Lehrer der Markscheide- und Messkunst und der Aufbereitungskunde.
6. G. Franke, Professor, Lehrer der Bergbau- und Salinenkunde.

(1 — 6 etatsmässig angestellt.)

7. A. Eskens, Geheimer Oberbergrath, Lehrer des Bergrechts.
8. J. Gebauer, Geheimer Bergrath, Lehrer der Bauconstructionslehre.
9. J. Post, Dr. phil., Geheimer Regierungsrath, Lehrer der gewerblichen Gesundheitspflege.
10. G. Brelow, Ingenieur, Lehrer der darstellenden Geometrie, des Zeichnens und Construirens.

11. F. Kötter, Dr. phil., Lehrer der höheren Mathematik.
12. O. Pufahl, Dr. phil., Lehrer der Allgemeinen Probirkunst, der Gasanalyse und der Elektrometallurgie.

(7 — 12 nicht etatsmässig angestellt.)

B. Chemiker.

1. Th. Fischer, erster Assistent in dem Laboratorium für Mineralanalyse.
2. R. Holverscheit, Dr. phil., zweiter Assistent daselbst.
3. R. Gans, Dr. phil.,
4. K. Klüss, Dr. phil.,
5. A. Lindner, Dr. phil.,

(3–5:) für Analysen im Interesse der Landesuntersuchung.

### Bei der Chemisch-technischen Versuchsanstalt.

Vorsteher: Finkener, Professor Dr., s. o.

Chemiker:

1. J. Rothe (Erster Chemiker und Stellvertreter des Vorstehers),
2. K. Haack, Dr. phil.,
3. C. Virchow, Dr. phil.,
4. R. Wache, Dr. phil.,
5. M. Hohensee,
6. O. Heimburg, Dr. phil.

### Bibliothek.

Vorstand: Hauchecorne, s. o.

Bibliothekar: O. Eberdt, Dr. phil.

### Verwaltung.

1. R. Wernicke, Sekretär und Rendant.
2. E. Ohmann, Zeichner.
3. H. Bruchmüller, Sekretär und Kalkulator.
4. W. Pütz, Zeichner.
5. K. Boenecke, Sekretär.
6. W. Bottmer, Sekretär und Registrator.

# II.

# Abhandlungen

von

Mitarbeitern
der Königlichen geologischen Landesanstalt.



# Ueber einige Carbonfarne.

IV. Theil.

Von Herrn **H. Potonié** in Berlin [1]).

(Hierzu Tafel I—III.)

## 12. Neurodontopteris impar (Weiss) Potonié.

Tafel I.

*Callipteris impar* Weiss inedit.
An *Neuropteris heterophylla* Lindley et Hutton non Brongniart. Lindley and Hutton, The fossil flora of Great Britain, Vol. III, London 1837, No. 183 nebst dazu gehöriger Tafel.

Ein Blick auf unsere Figuren genügt, um die Zugehörigkeit unseres Stückes zu der Gattung *Neurodontopteris* zu erweisen, die ich in meiner Flora des Rothliegenden von Thüringen [2]) S. 132 ff. ausführlich begründet habe. Wir erblicken an dem Stück (Fig. 1) typisch neuropteridische und ausserdem callipteridisch-odontopte-

[1]) In dem vorliegenden vierten Theil meiner Studien über einige Carbonfarne bringe ich vorwiegend von Herrn Prof. E. Weiss hinterlassene, unveröffentlichte, für die gemeinsame Arbeit über Carbonfarne bestimmt gewesene Abbildungen. Es sind dies die Abbildungen zu *Neurodontopteris impar*, *Cyclopteris adiantopteris* *Palmatopteris Walteri*, die ich mit nur geringen Veränderungen, die ein nachträgliches Studium der Stücke nothwendig machte, zur Veröffentlichung bringe. Wie ich schon in dem vorigen Theil III S. 22 Anmerkung 1 angegeben habe, hat Herr Prof. E. Weiss über die mit mir projectirte Arbeit — abgesehen von wenigen Bestimmungen auf den Etiquetten oder Zeichnungen — keinerlei Manuscript-Notizen hinterlassen.

[2]) Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten. Neue Folge, Heft 9, Theil II., Berlin 1893.

ridische Fiederchen. Sehr auffallend erscheint es, dass die der einen Seite der Hauptaxe ansitzenden Fiedern einmal-gefiedert sind, während die entsprechenden Fiedern der andern Seite nur einfach sind. Ob diese Unregelmässigkeit im Aufbau für unsere Art eine normale Erscheinung ist, oder ob es sich in unserm Stück um eine Abnormität handelt, kann natürlich mit Sicherheit nicht entschieden werden. Bei recenten Arten kommt dieselbe Erscheinung ganz normal vor, z. B. bei der *Pteris semipinnata* L., wie das schon in der Species-Bezeichnung zum Ausdruck gelangt ist[1]).

Da unsere Abbildungen über das Wesentliche des Aufbaues genügenden Aufschluss geben, will ich mich nur auf die folgenden Angaben beschränken, die den Abbildungen allein nicht entnommen werden können.

In Bezug auf die Nervatur, die Grössen- und Formverhältnisse, sowie die Consistenz der grösseren Fiederchen letzter Ordnung links in unserer Fig. 1 besteht eine derartige Uebereinstimmung mit entsprechend grossen Fiederchen der *Neuropteris cordata* Brongn. em., dass ich diese Fiederchen nicht anders zu bestimmen wüsste, wenn sie getrennt vorliegen würden. Die Nerven dieser Fiederchen sind sehr fein (Fig. 3), auch der Mittelnerv ist sehr schwach und kaum oder nicht hervortretend. Recht von den Fiederchen der *Neuropteris cordata* abweichende Verhältnisse zeigen nun freilich die meist callipteridisch-odontopteridischen kleineren Fiederchen unseres Restes (rechts in der Fig. 1). Abgesehen von ihrer Kleinheit und ihrem breiten Ansitzen sind dieselben stumpfer und die Nervatur macht einen wesentlich anderen Eindruck. Man sieht hier an Stelle der Nerven und Nervchen tief einschneidende Rinnen; die speciell dem Mittelnerven entsprechende Rinne markirt sich breit und deutlich bis zu $^1/_2$ bis $^2/_3$ der Fiederchenlänge; nur bei den mehr cyclopteridischen Fiederchen am Grunde der Fiedern vorletzter Ordnung ist eine hervortretende Mittelnervrinne nicht zu unterscheiden. Wir müssen wohl annehmen, dass die Nerven- und Nervchenbreite der kleineren

---

[1]) Vergl. z. B. C. v. Ettingshausen, Die Farnkräuter der Jetztwelt zur Untersuchung und Bestimmung der in den Formationen der Erdrinde eingeschlossenen Ueberreste von vorweltlichen Arten dieser Ordnung. Nach dem Flächen-Skelett bearbeitet. Wien 1865. Taf. 62, Fig. 2 und 7.

Fiederchen nicht durch die Breitenverhältnisse der Rinnen wiedergegeben wird, sondern dass diesbezüglich eine Uebereinstimmung mit den grösseren Fiederchen besteht, die Nerven also wohl in den Rinnen verliefen, dieselben aber nicht vollständig ausfüllten.

Die Fig. 2 und 4 sind nach Wachsabdrücken einiger der kleineren Fiederchen angefertigt worden: sie zeigen daher die Rinnen des Originals als Leisten.

Das von Lindley und Hutton zu *Neuropteris heterophylla* l. c. gerechnete Stück ist nach ihrer Figur ebenso gross und schön, wie das unsrige und stimmt in allen Grössenverhältnissen und in der Gestalt der einzelnen Theile fast vollkommen mit diesem überein. An der Hauptspindel des Lindley und Hutton'schen Restes sitzen rechts nur einfache grosse Fiederchen vom Typus derjenigen der *Neuropteris cordata*, während die links ansitzenden Fiedern noch einmal-gefiedert sind und ihre Fiederchen allermeist odontopteridisch ansitzen. Die *Neuropteris heterophylla* Brongn. em. unterscheidet sich durch kleinere und stets stumpfe Fiederchen von der *Neurodontopteris impar*, abgesehen von der »Gattungs«-Verschiedenheit. Bei der *Neuropteris heterophylla* sitzen die bei weitem meisten Fiederchen letzter Ordnung neuropteridisch an, nur die spitzenständigen können eine odontopteridische Basis zeigen.

Auf einem dem Stück beiliegenden Etiquett bezeichnet Prof. Weiss unsern Rest als *Callipteris*, auf der Originalzeichnung (Fig. 1) als *Callipteris impar*.

Der Rest stammt aus dem Hangenden von Flötz No. 10 der Zeche Neu-Iserlohn bei Langendreer in Westphalen. Er gehört der Sammlung der Königl. Preuss. geol. Landesanstalt (Wedekind ded. Mai 1882).

## 13. Neuropteris cf. Scheuchzeri Friedr. Hoffmann.

Tafel II, Fig. 1.

*Neuropteris* cf. *Scheuchzeri* Hoffmann, Ueber die Pflanzenreste des Kohlengebirges von Ibbenbühren und des Piesbergs bei Osnabrück, S. 156—157 und Taf. Ib, Fig. 1—4 in Ch. Keferstein, Teutschland, geognostisch-geologisch dargestellt. IV. Band, Weimar 1826.

Der abgebildete Rest einer typischen *Neuropteris* zeigt dieselbe merkwürdige Erscheinung des unsymmetrischen Aufbaues wie die vorher besprochene *Neurodontopteris impar*. Auch bei unserer *Neuropteris* cf. *Scheuchzeri* sehen wir die der einen Seite der Hauptaxe des Restes ansitzenden Fiedern ungetheilt, die der anderen Seite einmal-gefiedert, und ferner unterscheiden sich auch die Fiederchen letzter Ordnung unter einander ebenso wie bei *Neurodontopteris impar* in Grösse und Gestalt ganz wesentlich, je nachdem dieselben als solche erster oder zweiter Ordnung an unserem Rest zu bezeichnen sind. Auch hier sind die ungefiederten Fiedern erster Ordnung des Restes bedeutend grösser und anders gestaltet als die Fiedern zweiter Ordnung. Die ersteren gehören zum Typus der *Neuropteris acutifolia* Brongniart, eine Art die von Zeiller[1]) wohl richtig zu *Neuropteris Scheuchzeri* Hoffmann eingezogen wird, während die anderen Fiederchen zum Typus der *Neuropteris heterophylla* Brongniart bis *Neuropteris Loshii* Brongniart gehören. Ob wir es in dem vorliegenden Falle mit einer Abnormität zu thun haben, lässt sich natürlich ebenso wenig, wie in dem vorausbetrachteten Falle, also bei der *Neurodontopteris impar*, entscheiden. Ich neige dahin, solche Fälle analog der *Pteris semipinnata* L. als normale anzusehen, in der Erwägung, dass dieselben schon mehrfach beobachtet worden sind, und immerhin bei der eminenten Spärlichkeit des uns fossil Ueberkommenen im Vergleich zu der Fülle des Dagewesenen, die Erhaltung von Abnormitäten zu den äussersten Ausnahmen gehören dürfte.

L. Lesquereux bringt eine Abbildung einer *Neuropteris*-Art[2]), die er *Neuropteris Clarksonii* nennt, bei der (Fig. 1 bei Lesquereux) die Spindel mit Ausnahme einer einzigen einmal-gefiederten Fieder lauter einfache Fiedern trägt. Die gefiederte Fieder steht ebenso wie bei *Neurodontopteris impar* und bei unserer *Neuropteris* cf. *Scheuchzeri* ganzen Fiedern letzter Ordnung gegenüber. Die letzten Fiedern der *Neuropteris Clarksonii* gehören zum Typus der *Neuropteris cordata* bis *N. Scheuchzeri (acutifolia)*.

---

[1]) Flore fossile du bassin houiller de Valenciennes, Paris: Atlas 1886, Text 1888, p. 251 ff. und pl. XL, fig. 1—3.

[2]) Lesquereux, Description of the fossil plants. In Roger's The geology of Pennsylvania. Edinburg, London and Philadelphia 1858, Vol. II, p. 857, pl. VI.

Auch bei andern *Neuropteris*-Stücken ist eine ähnliche Heteromorphie gegenüberstehender Fiedern beobachtet worden. Instructiv ist in dieser Hinsicht eine Figur von R. Zeiller von *Neuropteris heterophylla* Brongniart [1]).

Die *Neurodontopteris impar* und unsere *Neuropteris* cf. *Scheuchzeri* Friedr. Hoffmann zeigen das Gemeinsame, dass die Fiederchen entsprechend ihren kleineren Dimensionen um so stumpfere Spitzen besitzen und gedrungeneren Bau aufweisen, sodass also umgekehrt die grösseren Fiederchen schmaler und nach dem Gipfel zu verschmälerter, die grössten verhältnissmässig am schmalsten und gespitzt sind. Dasselbe lässt sich überhaupt von den *Neuropteris*-Arten sagen, wofür ich ja ein schönes Beispiel, *Neuropteris gigantea*, in dem vorigen, dritten Theil meiner Betrachtungen über einige Carbonfarne beigebracht habe, bei der die Fiederchen von länglich-eiförmiger, sichelförmig-gekrümmter Gestalt bis zur kreisförmigen, je nach ihrer Grösse und Stellung am Wedel variiren.

Wie ich durch die Ueberschrift andeute, kann unser Rest meiner Meinung nach zu *Neuropteris Scheuchzeri* Hoffmann gehören. Durch die gute Beschreibung und die guten Abbildungen Zeiller's über diese Art gewinnt diese Anschauung eine gewisse Berechtigung. Die von diesem Autor bekannt gegebene Behaarung der Fiederchen ist zwar an unserm Rest nur sehr untergeordnet erhalten, aber doch an einigen Stellen constatirbar (Fig. 1b). Die Gestalt, Grösse und Nervatur der Fiederchen bietet keine Widersprüche, und auch die Verschiedenartigkeit der Fiederchen unseres Exemplares kommt, wie namentlich Zeiller's Fig. 1 zeigt, bei der *Neuropteris Scheuchzeri* vor, nur dass bei dieser Art die längeren spitzen Fiederchen und die kurzen, stumpfen Fiederchen an den bisher bekannt gewordenen Exemplaren nur einzeln am Grunde der langen Fiederchen auftreten. Aber die letzteren haben doch, wie sich hierdurch zeigt, die Neigung, in kleine Fiederchen zu zerfallen, wie das bei unserem Exemplar auf der einen Seite der Spindel vollständig zur Durchführung gekommen ist.

Es ist bemerkenswerth, dass Hoffmann nur zwei *Neuropteris*-Arten beschreibt und abbildet, nämlich 1. einzelne der grösseren

---

[1]) Zeiller, Description de la Flore fossile du bassin houiller de Valenciennes, Paris 1886, pl. XLIII.

Fiederchen der *Neuropteris Scheuchzeri*, also Fiederchen von Typus der *Neuropteris acutifolia* Brongniart und ferner einige einmalgefiederte Wedelstückchen mit Fiederchen, die in Form und Grösse durchaus den kürzeren, stumpfen Fiederchen unseres Exemplares gleichen. Hoffmann gründet auf die letzteren eine neue Art: die *Neuropteris ovata*. Es ist gewiss auffallend, dass diese beiden »Arten« an unserem Stück in organischem Zusammenhange auftreten — wenigstens lassen sich Unterschiede auf Grund der wenigen Daten Hoffmann's nicht statuiren — und dies bringt zu der Vermuthung, dass möglicherweise die an ein und derselben Fundstelle gesammelten Reste der beiden Hoffmann'schen Arten zu ein und derselben Art gehören.

Unser Stück wurde gesammelt auf der Halde aus der 4. oder 5. Tiefbausohle der Steinkohlen-Grube zu Hostenbach bei Saarbrücken (Winter leg. 1867. Weiss'sche Sammlung). Das Stück gehört dem Museum der Königl. Preussischen Geologischen Landesanstalt.

## 14. Ein jugendliches Wedelstück einer Neuropteris-Art.

Taf. II, Fig. 2.

Das hier zu betrachtende jugendliche Wedelstück einer *Neuropteris*-Art ist, wie die Abbildung zeigt, ein Wedelstückchen mit gefiedert- und noch eng-aneinander-stehenden zusammengeschlagenen Fiedern letzter Ordnung. Durch die starke Krümmung am Gipfel des Stückes und durch die Jugendlage der Fiederchen, deren Oberseiten aufeinander liegen, zeigt sich die Entwicklung des *Neuropteris*-Wedels mit derjenigen der übrigen Filices übereinstimmend, welche ja mit Ausnahme der *Ophioglossaceen* in der Jugend eingerollte Wedel besitzen. Ich betone das, weil D. Stur[1]) die Gattung *Neuropteris* nicht zu den *Filices* rechnet, ohne sich aber bis jetzt darüber geäussert zu haben, wohin diese Gattung seiner Meinung nach gehört. Freilich ist die Jugendlage der Wedel der *Cycadaceen* dieselbe wie die der Farne, so dass eine

[1]) Zur Morphologie und Systematik der Culm- und Carbonfarne (88. Band der Sitzungsberichte der Kaiserl. Academie der Wissenschaften zu Wien, 1. Abth., Juli-Heft, Jahrgang 1883, S. 6 (638).

definitive Entscheidung der Zugehörigkeit von *Neuropteris* zu den Farnen auf Grund der Entwicklungsgeschichte allein nicht möglich ist, aber man beachte, dass trotz Stur's gegentheiliger Meinung Fetzen von *Neuropteris* mit Sori beobachtet worden sind[1]), sodass die Berechtigung, *Neuropteris* zu den *Filices* zu stellen, vorläufig noch nicht triftig erschüttert ist.

Das unterste Fiederchen unseres Stückes ist so deutlich und unverdeckt, dass die Nervatur deutlich in die Erscheinung tritt. Es gehört zum Typus der Fiederchen von *Neuropteris gigantea* Sternberg.

Bemerkenswerth sind die schuppenförmigen Gebilde, offenbar Spreuschuppen, welche die Spindel bekleiden. Sollte unser Exemplar zu *Neuropteris gigantea* gehören, so würde diese Thatsache dem Vorhandensein von Närbchen auf den Spindeln dieser Art entsprechen. Vergleiche in dieser Beziehung die von mir auf Tafel III des dritten Theiles meiner Auseinandersetzung über einige Carbonfarne gebotene Figur.

Der hier besprochene Wedelfetzen findet sich einer Concretion eingebettet aus den Coal Measures des Coal brook dale bei Dudley. Er gehört Herrn Dr. Jaekel, der ihn mir freundlichst zur Bearbeitung überlassen hat.

### 15. **Cyclopteris adiantopteris** E. Weiss inedit.

Taf. II, Fig. 3.

Unsere Figur giebt über die von Weiss auf einem Etiquett *Cyclopteris adiantopteris* n. sp. genannte Art genügenden Aufschluss über Form-, Grössen- und Nervaturverhältnisse der Fiederchen. Ich will nur darauf hinweisen, dass im Gegensatz zur Gattung *Cardiopteris* Schimper[2]) nicht mehrere Nerven aus der Spindel in die Fiederchen treten, sondern dass bei der *Cyclopteris adiantopteris* die Nerven ganz am Grunde stets zusammenlaufen.

Ob unsere *Cyclopteris*-Art zu einer *Neuropteris*-Art gehört, lässt unser Stück nicht entscheiden. Die Fiederchen des Restes

---

[1]) Vergl. z. B. O. Heer, Flora fossilis Helvetiae. Winterthur 1877. Taf. II, Fig. 1.

[2]) Traité de paléontologie végétale I, Paris 1869, p. 451 und 452.

rechts auf der Figur 3a sind mehr neuropteridisch als cyclopteridisch. Zeiller bildet[1]) eine Spindel ab, der 4 cyclopteridische Fiederchen ansitzen, die er zu *Neuropteris cordata* Brongn. em. stellt. Die Fiederchen sind etwas grösser als diejenigen an der *Cyclopteris adiantopteris*, die Nervatur aber lässt keinen Unterschied erkennen.

Das Stück stammt von der Grube Dudweiler bei Saarbrücken (Weiss'sche Sammlung) und befindet sich im Museum der Königl. Preussischen Geologischen Landesanstalt.

### 16. Palmatopteris Walteri (Stur) Potonié.

Tafel III.

*Calymmotheca Walteri* Stur, Die Farne der Carbonflora der Schatzlarer Schichten. Wien 1885, S. 263, Taf. XXXVI, Fig. 4.

Der von Herrn Bergverwalter F. Walter in Nieder-Hermsdorf bei Waldenburg Stur zur wissenschaftlichen Benutzung überlassene Rest ist als Geschenk des Herrn Walter in den Besitz des Museums der Königl. Preussischen Geologischen Landesanstalt gelangt. Da die photographische Wiedergabe Stur's von diesem Rest für die Wiedererkennung der Art kaum genügt, entschloss sich Herr Prof. Weiss denselben in nochmaliger bildlicher Darstellung zu veröffentlichen: die Abbildung, die ich biete, hat er zu diesem Zwecke anfertigen lassen.

Die Art ist am besten in die Gattung *Palmatopteris* zu bringen, von der ich in dem dritten Theil meiner Untersuchungen über einige Carbonfarne S. 14 eine Diagnose biete. Unsere *Palmatopteris Walteri* zeigt spitzliche, eiförmige bis lanzettliche und einnervige Fiederchen letzter Ordnung resp. Lappen oder Zipfel, die zu zweien oder dreien fiederig-palmat zusammentreten.

Die aus der Litteratur am ähnlichsten mit der *Palmatopteris Walteri* erscheinende Art dürfte der *Hymenophyllites Hildretii* Lesquereux[2]) sein. Ich erwähne das als Ergänzung zur Stur-

[1]) Flore fossile du terrain houiller de Commentry. St. Étienne 1888, pl. XXVII, Fig. 9.

[2]) In Roger's The Geology of Pennsylvania. Vol. II. Edinburg, London and Philadelphia 1858, p. 863, plate IX, fig. 5 and 5A.

schen Auseinandersetzung, der davon nichts sagt. Zunächst erkennen wir auch die Lesquereux'sche Art als eine *Palmatopteris*; die von den Zipfeln gebildeten Fiederchen sind oft über dreilappig, die von den Fiederchen letzter Ordnung zusammengesetzten Fiedern sind etwa kreisförmig bis breit-eiförmig, während die entsprechenden Fiedern der *Palmatopteris Walteri* schmaler, d. h. eiförmig erscheinen.

Ich benutze die Gelegenheit, einige Ergänzungsworte über meine Gattung *Palmatopteris* hier anzubringen, veranlasst durch T. Sterzel, der in der Besprechung meiner Arbeit über einige Carbonfarne Heft III daran erinnert[1]), dass bereits Schimper und Weiss eine Untergruppirung der Gattung *Sphenopteris* bewirkten, Ersterer in seinem Traité de Paléontologie végétale[2]) und in Zittel's Handbuch der Palaeontologie[3]), Weiss in seiner fossilen Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rothliegenden im Saar-Rhein-Gebiete[4]).

Schimper bezeichnet — sagt Sterzel — die *Sphenopteriden* vom Typus der *Sphenopteris furcata* im ersten Werke als *Sphenopteris-Hymenophyllides*[5]), im zweiten als *Eusphenopteris*[6]), Weiss als *Hymenopteris*[7]).

Hierzu habe ich das Folgende zu bemerken:

Die von H. R. Göppert aufgestellte Gattung *Hymenophyllites*[8]) ist eine Fructificationsgattung, die wir, da wir leider vorläufig[9]) genöthigt sind besondere Gattungsnamen für die bereits fertil bekannt gewordenen Arten im Gegensatz zu den nur steril bekannten Resten anzuwenden, daher nicht für die Classification der sterilen Reste, um die es sich in unserem Falle allein handelt,

---

1) Botanisches Centralblatt. Bd. LIII, No. 2. (14. Jahrgang.) Cassel 1893, S. 58—60.

2) I, Paris 1869, S. 371 ff.

3) II. Abtheilung: Palaeophytologie. München und Leipzig 1890, S. 106 ff.

4) Bonn 1869—1872, S. 46 ff.

5) l. c. 1869, 403 ff.

6) l. c. 1890, S. 107.

7) l. c. S. 51 ff.

8) Die fossilen Farnkräuter. Breslau 1836. S. 251.

9) Potonié, Ueber einige Carbonfarne III, S. 13.

benutzen können. Deshalb habe ich auch in meiner ersten Studie über einige Carbonfarne, S. 23 und 24 und Tafel IV, den dort beschriebenen Rest, da er die von Göppert für charakteristisch angegebene Fructification zeigt, zu dieser Gattung gestellt. Ich nenne dort den Rest *Hymenophyllites (Sphenopteris) germanica* und wollte durch die in Klammern gesetzte Bezeichnung ausdrücken, dass die Fructificationsgattung *Hymenophyllites* zu der Gattung von sterilen Resten *Sphenopteris* gehört, dieselbe im weitesten Sinne genommen. Nach Göppert tritt dieselbe Fructification wie bei *Hymenophyllites* bei seiner Fructificationsgattung *Trichomanites* auf[1]), und ich ziehe daher die letztere zur ersteren ein. Es kommt hinzu, dass bei Göppert und Schimper die Gruppe *Hymenophyllites* resp. *Hymenophyllides* ausser Arten vom Typus der Gattung *Palmatopteris* solche enthält, die in einer Neugliederung der sterilen *Sphenopteriden*-Reste in ganz verschiedene Gattungen zu stellen sind. Dieser zweite Punkt wäre freilich von untergeordneter Bedeutung.

Schimper's Gattung *Eusphenopteris*[2]) umfasst ebenfalls Typen, die ich von einander trennen würde; nun hat aber schon Weiss[3]) die *Eusphenopteriden* und zwar als Subgenus abgespalten, und ich habe daher in diesem Falle nur diesen Autor in Rücksicht zu ziehen. Die erste von ihm unter *Eusphenopteris* gebrachte Art ist die *Sphenopteris obtusiloba* mit bekanntlich im Ganzen kreiseiförmigen Fiedern letzter Ordnung. Dieser Typus ist aber so recht derjenige der *Eusphenopteriden*, von dem die Gattung *Palmatopteris* in ihren typischsten Arten sich sehr deutlich unterscheidet.

Was nun die Gattung *Hymenopteris* anbetrifft, so ist diese von Mantell auf Grund einer Pflanze aus dem Wealden aufgestellt worden[4]). Wir müssen also hier auf diesen Autor Bezug nehmen

---

1) l. c. S. 251, 252 und 263.

2) 1890 S. 107.

3) l. c. S. 46.

4) Description of some fossil vegetables of the Tilgate Forest in Sussex. (Transactions of the Geological Society. II. Series. Vol. I. Part the second.) London 1824, p. 424, pl. XLVI, fig. 7 and pl. XLVII, fig. 2.

und nicht auf Weiss, der übrigens Mantell nicht citirt und ihn daher wahrscheinlich übersehen hat; das ist um so wahrscheinlicher, als von den Weiss'schen *Hymenopteris*-Arten keine einzige zu dem Typus der *Hymenopteris psilotoides* Mantell's gehört. Die Gattung *Hymenopteris* bei dem letztgenannten Autor unterscheidet sich von *Palmatopteris* durch die nicht palmat, sondern fiederig angeordneten Fiederchen letzter Ordnung, die überdies im Ganzen durchaus keilförmige aber nicht lanzettliche Gestalt besitzen.

Das Stück mit der *Palmatopteris Walteri* stammt aus der Grube Victor bei Neu-Lässig bei Gottesberg in Mittelschlesien (Walter leg. et ded.).

# Schwarze Goniatiten-Kalke im Mitteldevon des Kellerwaldgebirges.

Von Herrn **A. Denckmann** in Berlin.

---

Nach einer mir vor Kurzem gemachten Mittheilung hat Herr E. Holzapfel vor etwa vier Jahren an der Ense bei Wildungen schwarze Knollenkalke gefunden, die sich namentlich durch etwas krystallinische Beschaffenheit von den schwarzen Kalklinsen der Intumescens-Zone unterscheiden. Es fand sich darin eine Goniatiten-Form, ähnlich *Tornoceras circumflexifer* Sandb. neben vielen *Buchiola (Cardiola)* und *Posidonia hians* Waldschmidt. Holzapfel rechnete diese Kalke auf Grund der Fauna schon damals zum Mitteldevon und gab seiner Zeit eine kurze Mittheilung an Herrn F. Frech, dass *Posidonia hians* Waldschmidt bei Wildungen, Bicken etc. niemals zusammen mit *Manticoceras intumescens* oder Cypridinen gefunden werde, vielmehr kämen in ihrer Gesellschaft Tentaculiten sowie *Tornoceras* cf. *Brilonense* und cf. *circumflexifer* etc. vor. Diese Mittheilung findet sich bei F. Frech, Devonische Aviculiden; Abhdlg. zur geol. Specialkarte von Preussen und den Thür. Staaten Bd. IX, Heft 3, S. 164 unter *Posidonia hians* Waldschmidt.

Es ist mir nun während der Kartirungsarbeiten auf Blatt Kellerwald und dem nördlich daran stossenden Theile des noch nicht im Schwarzdruck vorhandenen Blattes Wildungen gelungen, in den devonischen Kalken an einer Reihe von Fundstellen einen wenig mächtigen Horizont von schwarzen Kalken nachzuweisen, welche augenscheinlich mit den von E. Holzapfel gefundenen

Knollenkalken identisch sind. Ich fand darin ausser einer Reihe von Orthoceraten, die mit einigen der im Briloner Eisenstein vorkommenden Arten identisch zu sein scheinen, eine Anzahl von Goniatiten-Formen und zwar

1) Formen aus der Gruppe des *Gon. lateseptatus* Beyrich, die sich von *Gon. lateseptatus*, namentlich in den jüngeren Stadien durch sehr engen, tiefen Nabel und sehr deprimirte Windungen unterscheiden.
2) *Gon. costulatus* Arch. u. Vern.
3) Eine Form aus der Gruppe des *Gon. evexus*.
4) *Gon. terebratus* Sandb. und eine verwandte aufgeblähte Form.
5) Sehr engnabelige, kugelige Gehäuse, die im äusseren Habitus Sandberger's *Gon. circumflexifer* nahe stehen.
6) Eine mit *Gon. Brilonensis* zu vergleichende Form.

Ausserdem einige anscheinend neue Arten.

Ferner sind namentlich Pelecypoden [1]) in grosser Individuenzahl vertreten, darunter

1) *Lunulicardium carinatum* Beushausen n. sp.
2) » *striatulum* Beushausen n. sp.
3) » *Denckmanni* Beushausen n. sp.
4) *Cardiola* sp. aff. *concentrica* Buch.
5) » *(Buchiola) fastigata* Beushausen n. sp.
6) *Posidonia hians* Waldschmidt.

Schliesslich fand ich in den Kalken ausser nicht sicher bestimmbaren *Phacops* und *Capulus* (2 Arten) *Spirifer simplex* Phill. an zwei Fundstellen in je einem Exemplare.

Eine genauere Liste wird jedenfalls E. Holzapfel bringen, dem ich das Material zur Mitberücksichtigung bei einer im Druck befindlichen Arbeit über die Schichten mit *Maeneceras terebratum* überlassen habe. Aus obenstehender Liste geht hervor, dass die Fauna der schwarzen mitteldevonischen Kalke von Wildungen in

---

[1]) Die nachstehende Liste verdanke ich L. Beushausen, der das von mir in der Gegend von Wildungen in den schwarzen Kalken gesammelte Material für eine grössere Arbeit über devonische Pelecypoden verwerthet.

vielen Punkten mit derjenigen des Briloner Eisensteins übereinstimmt. Im Laufe des Sommers gelang es mir nun, die schwarzen Kalke vom blauen Bruche bei Wildungen über die Ense, den Gershäuser Hof und das Urfe-Thal bis zu dem südwestlichsten Vorkommen von Devonkalken im Kellerwaldgebirge, bis zum Hohelohr zu verfolgen. Die auffallende petrographische Eigenthümlichkeit des Gesteins bringt es mit sich, dass man die schwarzen Kalke auch im Verwitterungsboden nicht leicht übersieht, während die überall individuenreiche Fauna einen sicheren Anhalt giebt. Aus diesen Gründen dienen die schwarzen Kalke bei der Entzifferung der schwierigen Lagerungsverhältnisse in den Wildunger Devonkalken als vorzüglicher Leithorizont, durch den die Kartirungsarbeit in den Wildunger Kalken viel von ihren anfangs unüberwindlich erscheinenden Schwierigkeiten verliert.

Die Stellung der schwarzen Kalke in der Reihe der mitteldevonischen Sedimente des Kellerwaldgebirges ergiebt sich aus einer Anzahl von Beobachtungen, auf die ich demnächst in grösserem Zusammenhange zurückkommen werde. Die Kalke liegen an der Basis derjenigen Schichten, welche Waldschmidt [1]) nach dem Vorkommen von *Stringocephalus Burtini* in ihnen Stringocephalen-Kalk genannt hat, und die bei Wildungen in einer Mächtigkeit von etwa 8—10 Meter beobachtet wurden. Unterhalb der schwarzen Kalke scheint das Gestein mehr oder weniger unmittelbar in die a. a. O. von Waldschmidt als Hercynkalke bezeichneten Schichten überzugehen. Zu der Publication einer Notiz an dieser Stelle über Wildunger schwarze mitteldevonische Kalke veranlasst mich namentlich die Wahrnehmung, dass in den meisten Sammlungen das, was aus schwarzen Kalken der Ense und der Hauern vorhanden ist, ohne Unterschied unter der Bezeichnung »Oberdevon« liegt, so dass Missverständnissen und falschen Schlüssen Thür und Thor geöffnet sind.

Die Aehnlichkeit der mitteldevonischen schwarzen Kalke mit den schwarzen Kalklinsen der Intumescens-Zone beruht ausser in

---

[1]) E. Waldschmidt, »Ueber devonische Schichten bei Wildungen.« Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1885, S. 911.

der Farbe des Gesteins darin, dass in beiden eine *Cardiola*-Art aus der Gruppe der *retrostriata* und eine aus der Verwandtschaft der *C. concentrica*, beziehungsweise *C. concentrica* selbst mehr oder weniger häufig sind. Wichtige, weil häufige und leicht zu erkennende Leitversteinerungen der beiden schwarzen Kalke bei Wildungen sind für die mitteldevonischen schwarzen Kalke ausser den z. Th. noch nicht fixirten Goniatiten

*Posidonia hians* WALDSCHMIDT;

für die oberdevonischen schwarzen Kalklinsen, die nebenbei bemerkt bei Wildungen in mehreren Horizonten der oberdevonischen Plattenkalke auftreten:

*Goniatites auris* QUENST.
*Cardiola angulifera* A. ROEM. und die Cypridinen.

# Ueber das Vorkommen von Ancyloceras gigas-Schichten bei Mellendorf nördlich Hannover.

Von Herrn **G. Müller** in Berlin.

Im Sommer 1892 wurde mir von der Direction der geologischen Landesanstalt und Bergakademie der Auftrag ertheilt, einen Theil des nördlichen Hannover behufs Aufsammlung von diluvialen Geschieben zu bereisen.

Auf diesem Ausflug fand ich bei Mellendorf einen bisher in der Litteratur noch nicht bekannten Aufschluss von *Ancyloceras*-Schichten. Nach einem nochmaligen Besuch der Fundstelle im December vorigen Jahres halte ich es für angebracht, schon jetzt eine, wenn auch nur kurze, vorläufige Mittheilung über das dortige Vorkommen zu bringen. Bei beiden Besuchen wurde meine Sammelthätigkeit durch das freundliche Entgegenkommen des Ziegeleibesitzers Herrn Baumeister Loss, sowie dessen Aufsichtspersonal und durch die liebenswürdige Hülfe des dortigen Arztes, Herrn Dr. Stadtlaender wesentlich erleichtert, wofür ich den genannten Herren auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank abstatte.

Der Ort Mellendorf, etwa 20 Kilometer nördlich von Hannover entfernt, liegt am Fusse einer Anhöhe, welche sich von Scheerenbostel aus über Brelingen in nordwestlicher Richtung bis Helstorf hinzieht, wo sie von dem SN. verlaufenden Leinethal abgeschnitten wird. Oestlich fliesst gleichfalls süd-nördlich die Wietze zur Aller; im S. dehnen sich weite Moorgebiete bis nach Neustadt

am Rübenberge aus, während sich nördlich die Allerniederung anschliesst, die, von den Alluvionen abgesehen, von jungdiluvialen, meist feinkörnigen Thalsanden über Thonmergel und Schotter erfüllt ist.

Der Kern des so begrenzten Höhenrückens, welcher vom Allerthal aus den Eindruck einer nicht unbedeutenden Erhebung macht und weithin sichtbar ist, besteht, wie schon durch die Untersuchungen H. CREDNER's[1]) dargethan wurde, aus Kreidethonen, die CREDNER zum Gault rechnete.

In Folge der Eröffnung der Bahnstrecke Hannover-Walsrode-Visselhövede ist nun von Seiten der Industrie diesen Thonlagern erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt worden und u. A. etwa 1 Kilometer westlich Mellendorf eine Dampfziegelei entstanden, in deren Thongrube die dortigen Kreidethone vorzüglich erschlossen worden sind.

Es sind daselbst blaugraue, fette, mergelige Thone, welche wie durch die Geodenablagerung ersichtlich ist, nahezu horizontal lagern. Nach O. hin legen sich auf den Thon Schotter, welche in südost-nordwestlicher Richtung abgelagert sind und in ihrem Material sich als gemischtes Diluvium erweisen, da sie neben nordischen Gesteinen vorwaltend Harzgesteine, namentlich Kieselschiefer führen. Die über dem Schotter folgenden Spathsande bestehen gleichfalls aus nordischem und südlichem Gesteinsmaterial. Die Spathsande zeigen nordöstliches Einfallen, so dass der dann folgende, horizontal abgelagerte Blocklehm bezw. dessen Aufbereitungsproduct, der Obere Sand, denselben discordant aufliegt. Auch der Geschiebelehm führt neben vorwaltenden nordischen Geschieben Kieselschiefer des Harzes in grosser Menge, sowie entkalkte Kreidethone aus dem Liegenden, sodass wir eine typische Localmoränenbildung vor uns haben[2]). Nach Westen hin legt sich der Ge-

[1]) Die Verbreitung des Gault in der Umgegend von Hannover. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. Bd XVII, S. 249.

[2]) Die aus dem Geschiebelehm hervorgehenden Decksande führen demnach auch südliches Material und es ist trotzdem nicht nöthig, für diese Sande dieselbe Entstehungsart anzunehmen, wie wir sie für die unterlagernden Flussschotter annehmen müssen.

schiebelehm, indem sich die Spathsande auskeilen, direct auf den *Ancyloceras*-Thon auf.

Die bis auf eine Tiefe von etwa 10 Meter herausgehobenen Thone zeichnen sich durch einen grossen Reichthum an schönen, meist mit Schale erhaltenen Versteinerungen aus, die entweder frei im Thone liegen oder in den zahlreichen, hellgrauen Geoden eingeschlossen sind. Die Fauna bestand fast durchweg aus Cephalopoden, da ich bis jetzt ausser einigen Fischwirbeln nur eine unbestimmbare Schnecke gefunden habe.

Folgende Arten habe ich z. Z. bestimmen können:

*Belemnites Brunsvicensis* Stromb.
*Crioceras Denckmanni* nov. sp.
» *Stadtlaenderi* nov. sp.
*Ancyloceras gigas* Sow. sp.
» *grandis* Sow. sp.
*Nautilus albensis* d'Orb.

Von *Ancyloceras gigas* Sow. sp. und *Ancyloceras grandis* Sow. sp. habe ich bis jetzt nur grosse Bruchstücke, sowohl Hufeisen als auch die complicirten Loben schön zeigende Schaftstücke gefunden. Ebenso liegt mir *Nautilus albensis* d'Orb. ohne die innersten Windungen vor; die letzten Windungen von *Nautilus albensis* d'Orb. sind jedoch derartig gut erhalten, dass eine sichere Bestimmung möglich war.

Von den beiden neuen Ammoneenarten habe ich gut erhaltenes und reichliches Material zusammengebracht, so dass einer Namengebung nichts im Weg steht.

## **Crioceras Denckmanni** n. sp.

Unter den zahlreichen bei Mellendorf gesammelten *Crioceraten* finden sich Formen, die an das von Neumayr und Uhlig[1]) als *Crioceras* n. f. beschriebene Stück erinnern, sich jedoch von diesem durch mehr nach vorn geneigte und dichter gestellte Rippen,

---

[1]) Palaeontogr. Bd. 27, S. 193, Taf. 48, Fig. 2.

sowie durch eine gebogenere Spirale unterscheiden. Ein fast vollständiges Exemplar von 170 Millimeter Durchmesser zeigt im mittleren Alter einen annähernd rechteckigen Querschnitt, welcher im Alter immer gerundeter wird, während die Jugendformen einen gegen die Externseite verschmälerten Querschnitt aufweisen. Die inneren Windungen sind mit schwach nach vorn geschwungenen Rippen versehen, welche am Nabel aus mehr oder weniger deutlichen Knoten entspringen. Ebenso sind an der Externseite die jüngeren Windungen, die sich noch eben berühren, stellenweise mit Knoten verziert. Zwischen die kräftigen über die Flanken und die Externseite gleichmässig fortlaufenden, ein wenig nach vorn geneigten Rippen schieben sich des öfteren unregelmässig auf den Flanken ansetzende Zwischenrippen ein, die gleich den Hauptrippen über den flachen Rücken gradlinig verlaufen.

Im ältesten Wachsthumsstadium scheint die Wohnkammer einen graden Schaft abzugeben. Wenigstens liegt ein grades, grosses Wohnkammerstück vor, welches, nach der Sculptur zu schliessen, zu obiger Art gehören könnte. *Crioceras Denckmanni* n. sp. ist bei Mellendorf mit die am häufigsten vorkommende Art, von der mir Exemplare mit allen Wachsthumsstadien vorliegen.

### **Crioceras Stadtländeri** n. sp.

erinnert durch die Sculptur der älteren Windungen sehr an *Crioceras capricornu* Roemer bei Neumayr und Uhlig [1]), indem wie bei diesem die sich noch eben berührenden Windungen von sehr kräftigen, ein wenig nach vorn geneigten Rippen geziert sind, welche am Nabel schwach ansetzend über Flanken und Aussenseite ununterbrochen fortlaufen. Vereinzelt finden sich auf den Flanken beginnende Zwischenrippen ein, die dann denselben Verlauf zeigen als wie die Hauptrippen. Beschalte Exemplare sind mit feinen Anwachsstreifen versehen. Bei *Crioceras Stadtländeri* sind jedoch die Rippen selbst bei beschalten Stücken nicht so

---

[1]) a. a. O. S. 194, Taf. 53, Fig. 4, 6, 7, 8.

scharf und dicht stehend als wie dies bei *Crioceras capricornu* Roem. der Fall ist. Der Hauptunterschied liegt jedoch darin, dass bei *Crioceras Stadtländeri* auf den Windungen der jüngeren Wachsthumsstadien drei Knotenreihen auf den Rippen sitzen, welche bei *Crioceras capricornu* fehlen. In den jüngsten Windungen sind sämmtliche durch gleich weite Zwischenräume getrennte Rippen mit Knoten geziert, während die bei weiteren Wachsthumsstadien sich dann einschiebenden, im noch späteren Alter wieder verschwindenden oder nur vereinzelt auftretenden Rippen ohne bez. mit nur schwach angedeuteten Knötchen versehen sind.

Es stehen demnach die Jugendformen durch die Sculptur *Crioceras Roemeri* Neum. et Uhlig bez. *Crioceras sexnodosum* Roem. nahe. Erstere wird jedoch rascher evolut, ist hochmündiger und hat selbst im spätesten Alter Knoten oder Stacheln. *Crioceras sexnodosum* unterscheidet sich von unserer Art durch raschere Zunahme der Windungen.

Von *Crioceras Stadtländeri* habe ich eine Reihe gut erhaltener, vollständiger Exemplare gesammelt.

Eine ähnliche Fauna wie bei Mellendorf findet sich auch in einer Ziegelei bei Drispenstedt, jenem bekannten Fundort unweit Hildesheim. Herr A. Denckmann, welcher bei Drispenstedt Ende der siebziger Jahre vielfach gesammelt hat, theilte mir freundlichst mit, dass er in den dortigen Ziegeleien in den ammoneenführenden Thonen 3 Horizonte unterschieden habe, die sich nach dem mir vorliegenden Material durch folgende Arten charakterisiren lassen.

Der tiefste Horizont A. führt:

*Crioceras Emerici* Lév.
» n. f. Neumayr et Uhlig[1]).
» *minutum* Neumayr et Uhlig.

Der mittlere Horizont B. zeichnet sich aus durch:

*Crioceras Roemeri* Neumayr et Uhlig.

Der obere Horizont C enthält:

*Crioceras Denckmanni* n. sp.

[1]) Palaeontographica Bd. 27, S. 66; Taf. 56, Fig. 3.

Es ist demnach bei Mellendorf nur der Horizont C. vertreten. Dagegen enthält der schon durch H. Credner bekannt gewordene Fundort Scheerenbostel, etwa 2,5 Kilometer südlich von Mellendorf liegend, dieselbe Fauna wie der Drispenstedter Horizont A. Ich sammelte bei Scheerenbostel im vergangenen Sommer:

*Crioceras fissicostatum* Roem.
» *Emerici* Lév.
» *minutum* Neumayr et Uhlig.

Aus dem subhercynischen Kreidegebiet ist eine der Mellendorfer ähnliche, vor Allem durch grosse *Ancyloceras*-Arten ausgezeichnete Fauna von dem Hoppelberge bei Langenstein durch die Forschungen Ewald's[1]) und Dames'[2]) bekannt geworden. Es kommen dortselbst nach Dames vor: *Ancyloceras gigas* Sow. sp. *Ancyloceras Ewaldi* Dames und *Ancyloceras obliquatum* d'Orb sp. Diese Arten treten nur in den liegendsten Schichten des dortigen Gaultquaderzuges auf und es ist nach Ewald und Dames der darüber folgende, mächtige, bisher versteinerungsleere Schichtencomplex vermuthlich das Aequivalent des mittleren und oberen Gault. Wir haben demnach die durch das Vorkommen von *Ancyloceras gigas* Sow. sp. ausgezeichneten Thone der Mellendorfer Dampfziegelei sowie den obersten Drispenstedter Horizont zum Untersten Gault zu rechnen (= Unteres Aptien Südfrankreichs, Kalke von la Bedoule), während die Scheerenbosteler Thone mit *Crioceras Emerici* Lév. und die Drispenstedter Thone mit *Crioceras Emerici* Lév. und *Crioceras Roemeri* Neumayr et Uhlig noch dem Hils angehören (= Barrémien Südfrankreichs und den Wernsdorfer Schichten der Karpathen).

Es ist das Mellendorfer Vorkommen, in Verbindung gebracht mit den Langensteiner Funden, nur ein neuer Beweis für die Richtigkeit der von Strombeck[3]) und Ewald[4]) gezogenen Grenze zwischen Gault- nnd Hilsthonen.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. VIII, S. 14 u. 160.
[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXII, S. 683 u. ff.
[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XIII, S. 20.
[4]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. II, S. 440.

Das Dorf Mellendorf selbst ist im Westen auf Gaultthonen aufgebaut, welche in einer kleinen Ziegelei mit Handbetrieb erschlossen sind. Es sind hier dunkelblaue, schieferige Thone mit Thoneisensteinnieren, in denen ich jedoch keine Fossilien habe finden können. Nordwestlich Mellendorf bei Oegenbostel werden in einer Mergelgrube weisse, über schwarzblauen Thonen lagernde, Thonmergel mit ca. 40 pCt. kohlensaurem Kalk gewonnen, in denen ich *Belemnites Ewaldi* Stromb. fand und die deshalb wohl zu den Gargasmergeln zu rechnen sein dürften.

# Ueber den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westriches.

Von Herrn **A. Leppla** in Berlin.

(Hierzu Tafel IV und V.)

---

Man kann billig bezweifeln, ob es erlaubt ist, den geologischen Bau eines Gebirges von Thatsachen aus zu erörtern, welche in einem politisch begrenzten Theil desselben gesammelt wurden. In dieser Lage befinde ich mich, wenn ich es hier unternehme, auf Grund der von mir in den Jahren 1883 bis 1887 gemachten Beobachtungen über die Lagerung der Trias in der bayerischen Rheinpfalz ein Bild vom Bau und der Entstehung der pfälzischen Nordvogesen zu entwerfen. Ich selbst weiss nur zu gut, dass die Deutung der Gebirgsstörungen hier erst dann eine ausschlaggebende sein kann, wenn die Ergebnisse der geologischen Einzelaufnahme der mittleren und südlichen Vogesen zum Mindesten bis zur Breite von Strassburg vorliegen. Auch die genaue Kenntniss des westlichen Abfalls der triadischen Vogesen gegen die lothringische Keuper-Hochfläche und dieser selbst ist unbedingt nothwendig, will man die Störungen der lothringisch-pfälzischen Muschelkalktafel zwischen Saarbrücken und Pirmasenz verstehen. Weniger verschlägt es nach meinem Dafürhalten, dass auf der beigegebenen Uebersichtskarte der Störungen (Taf. IV) die südliche, östliche und nordöstliche Umgebung von Kaiserslautern leer bleiben musste. Es war mir leider nicht vergönnt, diese Lücke auszufüllen.

So sehr mir auch die eben geschilderten Mängel in unserer Kenntniss im Nachfolgenden im Wege stehen, ebenso sehr halte ich es für meine Pflicht, die von mir gesammelten Thatsachen als Beiträge für die Geologie der Rheinebene und ihrer Randgebirge den Fachgenossen vorzulegen. Ich bin überzeugt, dass die ihrem Abschluss nahe geologische Aufnahme der Pfalz die Lücken in meiner Kenntniss vollkommen ausfüllen wird.

Die den nachfolgenden Erörterungen zu Grund liegenden Beobachtungen beziehen sich lediglich auf die Trias von ihrer Auflagerung auf dem Kohlengebirge und Rothliegenden im NW. bis zu ihrem Abbruch gegen die Rheinebene längs des Ostabfalles des Hartgebirges.

## I. Allgemeine Lagerungsverhältnisse.

In ihren allgemeinen Zügen ist die Lagerung der Trias eine ausserordentlich einfache. Sie bildet eine sehr flache Mulde, deren Axe (Muldenlinie, Synklinale) mit einer etwa N. 55° O. von Saargemünd über Habkirchen, Gersheim, Mittelbach, Contwig, Reifenberg, Herschberg, Hermersberg, Schopp, Hochspeyer, Carlsberg verlaufenden Linie zusammenfällt. Auf der beigegebenen Karte (Taf. IV) wurde die Muldenlinie eingezeichnet. In einem breiten Streifen zu beiden Seiten der Axe ist die Neigung der Muldenflügel eine sehr geringe (0 bis 1°), sie nimmt aber im NW.-Flügel gegen das Auflager des Buntsandsteins auf den permischen und carbonischen Schichten bis zu 3° zu. Im SO.-Flügel dagegen bleibt sie sich im Allgemeinen bis zu den Rheinischen Verwerfungen ziemlich gleich und im Mittel etwa 1°.

Die muldenförmige Lagerung der Trias setzt sich nach SW., nach Lothringen zu, fort oder besser gesagt, sie kommt von dort her. Die isolirten Liaspartien N. und W. Gross-Tännchen liegen in der Verlängerung der Muldenlinie und die Axe der in NO.-Richtung von der Hauptverbreitung ausgesandten Liasbucht von Chateaux-Salins — Delme fällt mit ihr zusammen. Schumacher giebt an, dass die allgemeine Neigung der älteren Triasschichten

im Gebiet der Blätter Bliesbrücken, Wolmünster, Rohrbach und Bitsch nach W., WSW. und NW. gerichtet sei und damit sowie auch in dem von SCHUMACHER angegebenen Neigungswinkel ($^1/_2$—1°) schliessen sich die benachbarten reichsländischen Gebiete auf das Innigste an die pfälzischen, in diesem Falle an unsern SO.-Muldenflügel an [1]).

Nach L. VAN WERVEKE fallen die Schichten im Gebiet von Bl. Forbach im Allgemeinen nach S., auch wohl nach SO., von Bl. St. Avold nach S.—SO.; sie gehören also, wie das auch die Lage nordwestlich der Muldenlinie schon sagt, zum NW.-Flügel der Mulde selbst [2]). Es ist ausserordentlich interessant, dass sich nach G. MEYER im Gebiet des westlich an St. Avold anstossenden Blattes Lubeln hier ein parallel verlaufender Sattel (SW.—NO.), nordwestlich an die Mulde anschliesst [3]) und die Vermittlung zum SW.-Einfallen der Triasschichten am SW.-Rande des linksrheinischen Schiefergebirges (Bolchen, Busendorf, Sierk) darstellt (Sattel Buschborn-Rémilly).

Da die jüngsten Schichten des Muldentiefsten im SW. (Lias in Lothringen) liegen, so folgt daraus, dass die Muldenlinie nach dieser Richtung sich selbst neigt und nach NO. hin ansteigt. Thatsächlich berechnet sich die S. 55° W. gerichtete Neigung der Muldenlinie im Muschelkalkgebiet zwischen Saargemünd und Zweibrücken auf 0° 40'.

Der NW.-Muldenflügel der Trias ruht in ungleichförmiger (discordanter) und übergreifender (transgredirender) Lagerung auf den permischen und carbonischen Schichten des Westriches und der Saar. Hier im SW. ist das Uebergreifen am stärksten, denn hier legt sich der Hauptbuntsandstein auf das Devon. Dagegen wird die Erscheinung nach NO. zu schwächer und am äussersten Ende der sichtbaren Grenze zwischen Trias und Perm, bei Stauf, scheint eine vollkommene Gleichförmigkeit (Concordanz) in der Lagerung beider Schichtenstufen vorhanden zu sein. Indess nur

---

[1]) Erläuterungen zu diesen Blättern der geol. Spezialkarte von Elsass-Lothringen. Strassb. 1890 u. 1891.

[2]) Erläuterungen z. Bl. Forbach und St. Avold. Strassb. 1890.

[3]) Erläuterungen z. Bl. Lubeln. Strassb. 1889.

scheinbar, denn im oberen Alsenzthal lässt sich zwischen Münchweiler und Enkenbach erkennen, wie der ausserordentlich schwach nach SO. geneigte, conglomeratische Hauptbuntsandstein auf dem mit 4°—6° nach S. und SSO. geneigten Röthelschiefer des obersten Perm aufliegt. Im SO.-Flügel scheint die Auflagerung der ältesten Triasschichten auf den rothen Schieferthonen und thonigen Sandsteinen, welche ich den jüngsten permischen Schichten zurechnen möchte, vollkommen gleichförmig zu sein.

Die heutige Form des NW.-Flügels ist eine regelmässige, nämlich, von untergeordneten, durch spätere Abtragungen erzeugten Ausbiegungen abgesehen, die eines langen Rechteckes von 16—18 Kilometer Breite (SO.—NW.) und 80—90 Kilometer Länge (SW.—NO.) Nur die N.-Spitze ist östlich des Alsenzthales etwas abgestumpft durch die nachträgliche Abtragung der Buntsandsteinschichten. Der SO.-Flügel dagegen wird im Osten durch den Abbruch der mittelrheinischen Tiefebene begrenzt und da dessen Richtung im Allgemeinen N. 20° O. verläuft, so geht er im N. vollkommen spitz aus. Seine grösste Breite beträgt pfälzischerseits von Schopp bis Weissenburg gemessen etwa 35—40 Kilometer.

An dem Aufbau der Mulde nehmen in der Pfalz nur Muschelkalk und Buntsandstein theil. Ersterer beschränkt sich auf das südwestlich einer Linie von St. Ingbert über Homburg, Landstuhl, Waldfischbach, Pirmasenz, Schweix gelegene Gebiet. Kleinere Schollen und Gebirgsstücke sind am Ostabfall des Gebirges abgebrochen und erhalten geblieben. Der übrige und weitaus grösste Theil des Gebirges besteht aus Hauptbuntsandstein. Er erreicht etwa 300—350$^{m}$ Mächtigkeit und war mit schärferer Grenze auf weite Gebiete nicht mehr zu gliedern [1]. Darin liegt für die Erkennung des Gebirgsbaues ein grosser Uebelstand. Wie die Karte (Taf. IV) zeigt, häufen sich im Muschelkalkgebiet die Ver-

[1] In engeren Gebieten einzelner Blätter liess er sich allerdings in 2 Stufen zerlegen, wie das Schumacher im benachbarten Reichsland gethan hat. Allein da, wo diese Gliederung von besonderem Werth wäre, z. B. bei der Erkennung und Darstellung von Verwerfungen, lässt sie der petrographischen Aehnlichkeit beider Stufen wegen vielfach im Stich. Immerhin scheint es nicht unmöglich, in der Gliederung noch weiter zu gehen, als ich es versucht habe.

werfungen in besonderem Maasse, ebenso längs des Rheinebene-Einbruches, im eigentlichen Buntsandsteingebiet dagegen sind sie recht spärlich angegeben. Das liegt vielfach an dem Umstand, dass im Muschelkalk die eingehende Gliederung ein Erkennen von Störungen sehr erleichtert. Im Buntsandstein war es der Mangel an scharfen Abgrenzungen, welcher Störungen von geringerer Sprunghöhe unerkannt lassen musste. Nur die verhältnissmässig scharfe untere Grenze des Hauptbuntsandsteins half im SO.-Theil des Gebirges über diese Schwierigkeiten hinweg. Im mittleren Gebirge hat man lediglich auf den höchsten Erhebungen der Frankweide etwas Hauptconglomerat oder die beiden Zonen härterer, bankiger Sandsteine [1]).

## II. Die Störungen des Gebietes.

Die beiden Muldenflügel sind, wie die Kartenskizze [2]) (Taf. IV) zeigt, von zahlreichen Störungen durchsetzt, nicht blos in der Nähe des Rheinebene-Einbruches, sondern auch in dem lothringisch-pfälzischen Tafelland mit seiner ruhigen und flachen Lagerung. Ich habe auf der Kartenskizze denjenigen Flügel der einzelnen Verwerfung, welcher gegen den andern gesunken ist, durch eine Schraffirung gedunkelt.

Sieht man sich die Störungen auf die Richtung des Abbruches an, so fällt dem Beschauer auf den ersten Blick auf, dass die der rheinischen Grabensenkung (dem östlichen Hartrand) einigermaassen gleichgerichteten Linien auch nahezu alle einen abgesunkenen O.-Flügel und einen höher gelegenen W.-Flügel besitzen. Ich werde in der Folge diese Abbruchslinien als rheinische bezeichnen.

Im Westen dieser Spalten sieht man zu beiden Seiten der Muldenlinie eine Reihe von entweder NW.—SO. gerichteten, oder dem Lauf der Muldenlinie N. 50—60° O. parallelen Bruch-

---

[1]) Man vergleiche hierüber meinen Aufsatz »Ueber den Buntsandstein im Hartgebirge«. Geogn. Jahreshefte für 1888, Kassel 1889. 39—64.

[2]) Die Kartenskizze bringt ausser den von mir im bayerischen Theil des Gebietes nachgewiesenen Störungslinien noch diejenigen zur Darstellung, welche von E. W. Benecke, G. Meyer, E. Schumacher, L. van Werveke und E. Weiss in der reichsländischen und preussischen Nachbarschaft festgelegt wurden.

linien. Nur bei den letzteren, der Zahl nach geringeren und der Sprunghöhe nach unbedeutenderen, scheint ein gleichmässiger Abbruch gegen die Muldenlinie erfolgt zu sein. Bei den übrigen und zahlreicheren dagegen ist von einer Einheitlichkeit im Sinne des Abbrechens keine Rede. Soweit wir durch L. van Werveke, E. Schumacher und G. Meyer über die Störungen aus dem benachbarten lothringischen Triasgebiet unterrichtet sind, lässt sich sagen, dass die pfälzischen Verwerfungen zu beiden Seiten der Muldenlinie den lothringischen im Allgemeinen parallel gerichtet sind und im Sinne ihres Abbruches wie diese schwanken. Es scheint also nicht mehr wie natürlich, wenn man beide nur durch eine politische Grenze getrennten Störungserscheinungen zusammenfasst. Da die pfälzische Trias des Westriches nur eine Ausbuchtung der lothringischen Triastafel des grossen Pariser Beckens darstellt und da weiter die Hauptbedeutung der Störungen auf lothringischer Seite ruht, glaube ich für die SO.—NW. gerichteten Spalten einschliesslich der wenigen, welche der Muldenlinie parallel verlaufen, die Bezeichnung Lothringische Verwerfungen wählen zu sollen. Im Uebrigen lege ich dem Wort keine grosse Bedeutung bei und werde mich dessen wesentlich der Kürze des Ausdrucks wegen bedienen.

Ich gehe dazu über, die einzelnen, von mir festgestellten Störungen kurz zu beschreiben und beginne mit denen des Westriches.

## a. Lothringische Verwerfungen.

Hier haben Jacquot und Weiss die wichtigsten Störungen zuerst festgelegt und es erscheint mir deshalb geboten an das von ihnen erforschte Gebiet anzuschliessen.

1. Gräfinthal-Reinheim. Diese Störung wurde zuerst von E. Weiss [1]) preussischerseits nachgewiesen und verläuft in NW.—SO.-Richtung von Güdingen a. d. Saar über Bliesransbach und das bayerische Gehöft Gräfinthal, nimmt hier eine mehr öst-

[1]) Blatt Hanweiler der geol. Special-Karte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Berlin 1875.

liche Richtung, kreuzt das Mandelbachthal etwa 1 Kilometer unter Bebelsheim, wendet sich dann wieder nach SO. bis SSO. und setzt etwa bei der Reinheimer Mühle quer übers Bliesthal auf das linke Ufer desselben. Weiter als bis zum N.-Abhang der Trochitenkalkkuppe vom Galgenberg konnte sie mit Sicherheit nicht verfolgt werden. Von Güdingen bis über Gräfinthal hinaus ist der NO.-Flügel der gesunkene Theil, auf der Muschelkalkhochfläche zwischen Gräfinthal und Bebelsheim scheint sich eine Aenderung zu vollziehen, indem von hier ab bis übers Bliesthal hinaus der SW.-Flügel abgebrochen ist. Ob nun die längs der Verwerfung sich bewegenden Gebirgsstücke eine Schaukelbewegung (Drehung) um den toten Punkt auf der Hochfläche thatsächlich gemacht haben oder ob kleinere, schief abzweigende Nebenspalten, welche meiner Beobachtung entgangen sind, die Ursache dieser Aenderung im Sinne des Abbruches sein mögen, will ich dahin gestellt sein lassen. SCHUMACHER hat reichsländischerseits eine Fortsetzung der Störung nicht mehr beobachtet. Die Sprunghöhe mag SW. Güdingen 25 Meter [1]), zwischen Bliesransbach und Gräfinthal 60—70 Meter, bei Gräfinthal selbst etwa 25 Meter, 1 Kilometer östlich des Gehöftes 0 Meter, unterhalb Bebelsheim 10 Meter und bei Reinheim etwa 40 Meter betragen.

2. Bischmisheim-Ensheim-Ormesheim. Sie wurde zuerst von E. WEISS [2]) aufgefunden und schliesst mit einer zweiten, etwa 4—500 Meter südwestlich davon und parallel verlaufenden Störung eine Grabensenkung ein. Die SW.-Parallelverwerfung Schafbrücke-Langweilermühle konnte pfälzischerseits nur bis zum S.-Fuss des Wickersberg W. Ensheim verfolgt werden, dagegen verlängert sich die nördliche Störung Goffontaine-Bischmisheim am N.-Ende von Ensheim vorbei in SO.-Richtung gegen Ormesheim bis

---

[1]) Um bei dem Mangel an Höhenlinien auf den älteren bayerischen Positionsblättern, wie sie mir bei den Aufnahmen zur Verfügung standen, die Sprunghöhen der Verwerfungen festzustellen, wurde eine grosse Anzahl barometrischer Höhenbestimmungen von mir ausgeführt und aus ihnen die hier und im Weiteren angegebenen Zahlen gewonnen.

[2]) Blatt Dudweiler der geol. Special-Karte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Berlin 1876.

zum Thal von Neumühlenhof, aber nicht bis Ormesheim selbst. Die Sprunghöhe mag im Höchstbetrag nicht über 20 Meter reichen.

3. Drehbrunnerhof-Ormesheim. Sie beginnt nach E. Weiss preussischerseits am Hochwald O. Scheidterberg, geht 2—300 Meter S. Drehbrunnerhof vorbei durch das Kirkelbachthal, schneidet das Nordende der Hochfläche des oberen Muschelkalkes 1 Kilometer NO. Ormesheim durch und lässt sich bis zum Mandelbachthal N. Wittersheim beobachten [1]). Ihre Richtung ist NW.—SO. und die Sprunghöhe mag bei Drehbrunnerhof 40 Meter (Voltziensandstein in der Höhe der Pentacrinusbank), bei Ormesheim aber höchstens noch 20 Meter betragen. Der SW.-Flügel ist abgesunken.

Eine unbedeutende Verwerfung setzt in SO.—NW. vom Ober-Würzbacher Thal ins Scheidterthal herüber bei Rentrisch vorbei. Ihr Verlauf ist jedoch nicht genau festzustellen, da sie über Tag nur Schichten des Hauptbuntsandsteins von einander trennt.

4. Biesingen. Mit geringer Sprunghöhe (etwa 15 Meter) ist 300—400 Meter NW. des Ortes Biesingen an einer SSW.—NNO. laufenden, aber nur eine kurze Strecke zu verfolgenden Verwerfung die Pentacrinusbank des Oberen Wellenkalkes im O. in die Höhe der Haupt-Terebratelbänke im W. herabgesunken. Von der Störung lässt sich S. Biesingen kaum mehr etwas beobachten, da sie in die breite, fast einschnittslose Wellenkalkhochfläche eintritt, doch mag sie weiter nach S. reichen als angegeben, weil die untere Grenze des Trochitenkalkes bei Erfweiler bedeutend tiefer liegt als die gleiche Grenze am Kastulusberg bei Ormesheim.

Für die Verlängerung nach W. hat man »am hölzernen Kreuz« SO. Niederwürzbach einigen Anhalt, da hier in der Lagerung der Grenzschichten zwischen Muschelsandstein und Voltziensandstein

[1]) Neuere Untersuchungen lehrten mich, dass die Bruchlinie nach NW. zu im preussischen Gebiet über den kleinen Stiefel, das Scheidterbachthal bis an das Kohlengebirg heranreicht. Die Vertheilung des oberen Buntsandsteines und des Hauptconglomerates zu beiden Seiten des Scheidterbaches erheischt eine solche Fortsetzung. Auch die Störungen von Bischmisheim können nach NW. bis in den St. Johanner Stadtwald verlängert werden.

starke Neigungen zu erkennen sind und weiter scheint der obere Buntsandstein O. Karcherhöfe (N. des Würzbachthales) gegen denjenigen des Gipfels von Johannistraubenstock beträchtlich gesunken zu sein.

5. Kirrberg. Wie bei den vorhergehenden Störungen macht sich die Verwerfung von Kirrberg am deutlichsten bemerkbar in der Verschiebung der Wellenkalkschichten und zwar am »Kalkofenhübel« bei der Strasse Zweibrücken-Mörsbach. Hier ist an einer NW. — SO.-Störung der Obere Wellenkalk des NO.-Flügels an dem Muschelsandstein im SW. abgesunken. Weiter nach SO. scheint sich die Störung schon etwa in 1 Kilometer Entfernung zu verlieren, denn die Grenze zwischen Muschelsandstein und Voltziensandstein liegt am Himmelsberg, nördlich einer möglichen SO.-Verlängerung in 323 Meter und »auf'm Lohr«, südlich derselben in 315 Meter, also in fast gleicher Höhe. Dagegen nimmt die Sprunghöhe nach NW. zu und erreicht am O.-Abhang des Schreinerberges S. Kirrberg 70 Meter. Sie überschreitet weiter etwa 100 Meter oberhalb Lohmühle das Kirrberger Thal und lässt sich in der Richtung gegen Homburg (NNW.) noch etwa 0,5 Kilometer weit verfolgen. Die Verlängerung trifft auf den W.-Fuss des Homburger Schlossberges und es ist nicht unwahrscheinlich, dass das plötzliche Abbrechen dieses Höhenrückens durch die Fortsetzung der Verwerfung ihre Erklärung findet.

In weiterer Verlängerung jenseits der Bruchniederung fällt es auf, dass der Hauptbuntsandstein W. Waldmohr von Haipelköpfe nach dem Fuchsberg eine NNW. verlaufende Grenzlinie gegen das Untere Rothliegende annimmt und in der That waren beim Bau der neuen Strasse Waldmohr-Dunzweiler etwa 1 Kilometer NW. Waldmohr Rutschflächen und Schichtenstörungen wahrzunehmen. Der auf das preussische Blatt St. Wendel fallende bayerische Antheil, welcher durch das Königl. bayer. Oberbergamt aufgenommen wurde, zeigt innerhalb des Unter-Rothliegenden keine darauf zu beziehende Störung.

6. Contwig. An der »Scheid« NW. Contwig verwirft eine S.—N.-Störung die Haupt-Terebratelbänke im O. in die Höhe der untersten Schichten des Muschelsandsteins, also um etwa

20 Meter. Die Verwerfung setzt in der N.-Verlängerung über den Auerbach und schneidet jenseits desselben den O.-Abhang des Heidenköpfchens noch an, indem sie einen mehr NNW. gerichteten Lauf nimmt. Auch hier ist der O.-Theil um etwa 20 Meter abgesunken. Die S.-Verlängerung der Störung hat scheinbar das S.—N. gerichtete Thalstück des Schwarzbaches hervorgerufen, vermag aber auf der linken Seite desselben keine bedeutendere Verschiebung mehr bewirken.

7. Lamsborn. Am W.-End des Dorfes ist hier längs einer SSO.—NNW.-Störung der W.-Flügel um 20—30 Meter abgesunken. Die Verwerfung macht sich noch am Köpfchen W. Vogelbach durch eine starke Schichtenneigung bemerkbar, mag auch noch das Thal S. Lamsborn überschreiten, ohne jedoch eine auffällige Verschiebung zu verursachen.

8. Knopp-Bruchmühlbach. Auf der Hochfläche 1 Kilometer NW. Knopp an der Strasse nach Martinshöhe bemerkt man, dass längs einer SO.—NW.-Verwerfung die Haupt-Terebratelbänke des Unteren Muschelkalkes im NO.-Flügel bis in die Höhe des Voltziensandsteins abgesunken sind, also um etwa 25 Meter. SO. davon im Steinfelsenthal lässt sich eine wesentliche Verschiebung nicht mehr bemerken. Wohl aber setzt die Störung in NW.-Richtung weiter, überschreitet unterhalb Pletschmühle das Filsbacher Thal, durchschneidet die Höhenrücken zwischen Martinshöhe und Rosenkopf und geht über Böswieserberg am O.-Abhang des Hörnchens vorbei auf die Bruchniederung zu. Am Hörnchen SW. Bruchmühlbach bewirkt sie noch deutlich ein Absinken der oberen Felszone des Hauptbuntsandsteins.

9. Erzenhausen-Rodenbach. Sie kommt nach einer von Oberbergamtsassessor Dr. L. von Ammon in München mir gütigst gemachten mündlichen Mittheilung aus dem Rothliegenden der Jettenbacher Gegend her und schneidet in SO.—NW.-Richtung beim Kirchhof von Erzenhausen das Unter-Rothliegende im O. vom Hauptbuntsandstein im W. ab. Der SW.-Flügel der Verwerfung ist also abgesunken. Im weiteren SO.-Verlauf über Pfeiffermühle (bei Weilerbach) und Rodenbach trennt sie die Röthelschiefer des oberen Perm vom Hauptbuntsandstein und tritt an der Strasse

Rodenbach-Vogelweh (Rodenbacher Forsthaus) in den Hauptbuntsandstein ein, wo sie sich mangels deutlicher Horizonte der Beobachtung entzieht.

Ihre Sprunghöhe lässt sich mit Sicherheit nicht angeben. Sie mag bei Erzenhausen immerhin einige 100 Meter betragen.

Westlich einer Linie vom O.-Ende von Kollweiler über Poerbach auf die Poerbacher Mühle zu liegt der Untere Hauptbuntsandstein (Conglomerat) wesentlich tiefer als östlich der Linie bei der Wirbelheck und am Hahnenkamm, wo im Liegenden des Buntsandsteins noch oberpermische Eruptiv-Ergüsse und Schieferthone zu Tag treten. Man ist daher hier zur Annahme einer Störung Kollweiler-Poerbacher Mühle gezwungen.

10. Schallodenbach-Otterberg-Eselsfürth. S. Schneckenhausen lässt eine SO.—NW. laufende Verwerfung den Hauptbuntsandstein des SW.-Flügels an den rothen Schieferthonen des Oberen Perm absinken. In der beiläufigen Verlängerung dieser Störung durch das Grafenthal bewirkt bei Otterberg selbst eine SO.—NW.-Störung einen umgekehrten Abbruch, indem der Hauptbuntsandstein des NO.-Flügels der Verwerfung an den rothen Schieferthonen im SW. abgesunken ist. Diese Verwerfung lässt sich zwischen Rothberg (Unteres Conglomerat des Hauptbuntsandsteins) und Pfifferlingsberg (Hauptbuntsandstein) noch feststellen und trennt ausserdem noch verschieden geartete Schichten des Hauptbuntsandsteins am Bornberg, bei Gersweilerhof und in der Nähe von Eselsfürth. Ob in der That beide Störungen trotz ihres verschieden gerichteten Abbruches derselben Verwerfung zuzuschreiben sind, konnte ich mit Sicherheit nicht entscheiden.

11. Altheim-Neuhornbach-Monbijou-Kirschbach. Am Schneckenhübel zwischen Altheim und Neuhornbach sind längs einer WSW.—ONO. streichenden Störung gypsführende Mergel des Mittleren Muschelkalkes des N.-Flügels der Verwerfung in die Höhe des Oberen Wellenkalkes im S.-Flügel herabgesunken. Im weiteren Verlauf nach ONO. durchschneidet die Verwerfung den Höhenrücken, welcher das Städtchen Neuhornbach trägt, am S.-Ende desselben und theilt sich beim Eintritt ins Hornbach- oder Trualbthal in zwei Aeste, welche in ihrer O.-Verlänge-

rung die Grabensenkung Monbijou-Kirschbach einschliessen. Der N.-Zweig läuft am SO.-Abhang der Schmalscheider Höhe bis zum Sandwald W. Kirschbacher Hof. Hier sind noch die Muschelsandsteinschichten im S. am Voltziensandstein im N. abgesunken. Die weitere NO.-Verlängerung der Störung ist ungewiss. Ihre Rolle aber wird am Kirschbacher Hof selbst von einer ONO. laufenden, mehr nach der Grabenmitte gelegenen Störung übernommen, welche sich im Kirschbacher Wald verliert und vermuthungsweise über »Kopfhöhe« bis in die Nähe der Station Dellfeld verlängert werden kann, soweit stärkere Neigung der Schichten längs dieser Linie dafür sprechen.

Die südliche Randstörung des Grabens zweigt östlich und bei Neuhornbach ab, läuft an den nördlichsten Häusern von Mauschbach vorbei in N. 60° O.-Richtung auf Kirschbacher Mühle zu, um sich einige Hundert Meter nordöstlich derselben am Abhang zu verlieren.

Die Sprunghöhe mag am Schneckenhübel kaum 10 Meter betragen, die der nördlichsten Randspalte des Grabens erreicht W. Monbijou 25 — 30 Meter. Um den gleichen Betrag mag der N.-Flügel der südlichen Randstörung am Fuss des Hügels, welcher Monbijou trägt, abgesunken sein. Die wahre Verticalverschiebung im Graben ist zweifellos grösser, da die Schichten längs der Verwerfungen gegen die Grabenmitte vielfach stark geneigt sind.

12. Nünschweiler-Petersberg. Eine der Längsrichtung der vorbeschriebenen Grabensenkung ziemlich gleichlaufende WSW. — ONO. gerichtete Störung mit abgesunkenem N.-Flügel und einer geringen Sprunghöhe (etwa 10—15 Meter) läuft von der Höhe der Strasse SW. Nünschweiler aus über Bärenziegelhütte am NW.-Ende von Höheischweiler vorbei auf Petersberg zu, konnte aber über dieses hinaus nicht weiter beobachtet werden.

13. Donsieders-Klausen. Bei den westlichen Häusern von Klausen setzt eine N. 35° W. gerichtetete Störung durch, an welcher der Muschelsandstein des SW.-Flügels in die Höhe des Oberen Hauptbuntsandsteins um etwa 100—110 Meter abgesunken ist. Die abgebrochenen Schichten sind gegen die Spalte, also

nach NO., stark geneigt; der NO.-Flügel der Verwerfung hat eine wagerechte Lage. Die Störung lässt sich im Dietersbächel nach NW. und gegen die Kuppe »Haariger Bühl« 1,5 Kilometer südlich Klausen verfolgen, deren Hauptconglomerat an einer SW.—NO.-Linie um etwa 100 Meter gegen dasjenige am Gipfel des Wackenkopfes und des Langenberges abgesunken ist. Indessen konnte ich die Störungen in der Umgebung des »Haarigen Bühls« nicht verfolgen, da ringsum an den Gehängen nur Hauptbuntsandstein ansteht.

Eine Parallel-Verwerfung verläuft in etwa 900 Meter Entfernung südwestlich der vorigen und da ihr NO.-Flügel (um etwa 15—20 Meter) abgesunken ist, so schliessen beide eine Grabensenkung ein. Ihre südwestliche Randspalte verliert sich noch im oberen Klausen-Thal.

Durch den tiefsten Theil des benachbarten Dorfes Donsieders läuft eine N. 60° O. gerichtete Störung mit abgesunkenem NW.-Flügel, welche die Klausener Grabensenkung nach NW. abschneidet und wahrscheinlich quer über das Dietersbächel zum Schwarzbachthal verlängert werden kann. Die Sprunghöhe ist mit Rücksicht auf den stehengebliebenen SW.-Rand des Klausener Grabens (Orleberg) etwa 45 Meter, mit Rücksicht auf den Graben bei Klausen (Tempel) höchstens 10 Meter. In der Verlängerung der Störungslinie läuft ein etwa 3 Kilometer langes Seitenthal in gerader Linie zum Rodalbthal und beweist damit die Abhängigkeit seines Laufes von den Gebirgsstörungen. Nennenswerthe Verticalverschiebungen lassen sich an seinen beiden Gehängen nicht erkennen.

14. Pirmasenz-Fehrbach-Hengsberg. Mitten durch die Stadt Pirmasenz konnte eine N. 35° W. gerichtete Störung verfolgt werden, deren SW.-Flügel abgesunken ist. Die Verwerfung ist am deutlichsten am sogen. Landauer Thor. Hier ruht das Waisenhaus auf dem Oberen Buntsandstein (Zwischenschichten), während das gegenüberliegende Forstamtsgebäude in die Mergel der Haupt-Terebratelbänke des Muschelsandsteins fundirt ist. Die dolomitisch-kalkigen Schichten mit *Terebratula vulgaris* stehen an der Böschung des Weges nach der alten Ziegelhütte unmittelbar

am Garten des Forstamtsgebäudes an. Die Sprunghöhe mag hier 80 Meter betragen. Nach SO. kann die Störung noch etwa 1,5 Kilometer bis zur »Windigen Höhe« westlich Ruhbank wahrgenommen werden. Die Verticalverschiebung hat jedoch hier ihre Bedeutung verloren. Dagegen setzt sich die Verwerfung nach NW. fort. Sie folgt vom Forstamt aus zunächst der nach dem Innern der Stadt führenden Hauptstrasse, läuft unmittelbar am W.-Fuss der hohen Felsen (obere Felszone und Hauptconglomerat) der Wedetreppe vorüber, unmittelbar westlich und in der Nähe des Bahnhofes vorbei auf das Blümelsthal zu. Hier theilt sie sich in zwei etwa 150 Meter von einander entfernte Parallelspalten, welche eine Grabensenkung zwischen sich einschliessen, setzt etwa 500 Meter westlich Fehrbach über die Höhe und findet im Hainbüchelwald östlich Höheischweiler ihr Ende; wahrscheinlich wird sie durch die WSW.—ONO. gerichtete Spalte Nünschweiler-Petersberg abgeschnitten.

Der Hauptspalte Pirmasenz-Fehrbach parallel gerichtet folgt in 1—1,5 Kilometer Entfernung eine zweite von der Neuen Ziegelhütte über die Pelzmühle am W.-Fuss von Hengsberg vorbei bis zum Illsitterswald SW. Höheischweiler. Da ihr NO.-Flügel abgesunken ist, so stellt sich das zwischen den beiden Parallelspalten eingeschlossene Gebirgsstück als Grabensenkung dar. Kleinere Spalten zweigen von den beiden Randspalten des Grabens ab und stellen theilweise die Verbindung zwischen beiden her, z. B. eine S.—N. gerichtete Störung Imsenbühl-Schachenberg westlich Pirmasenz. Die Sprunghöhe der SW.-Randspalte des Grabens beträgt im Höchstbetrag am Riegelwieserbrunnen östlich Gersbach 26 Meter.

Durch letztgenannten Ort lässt sich eine SW.—NO. laufende Störung verfolgen, welche an der westlichen Randspalte des Grabens im rechten Winkel abstösst und nach SW. bis ins Felsalbthal verfolgt werden kann. Ihr NW.-Flügel ist um ungefähr 10 Meter gegen den SO.-Flügel abgesunken. Der Vollständigkeit halber seien hier zwei SSO.—NNW. verlaufende Parallelspalten erwähnt, welche im Harschbrunner Wald SW. Gersbach an dem vorerwähnten Gersbacher Sprung beginnen und auf Windsberg

zu laufen, indem sie zwischen sich eine Grabensenkung einschliessen. Der Höchsbetrag der letzteren zeigt sich an der westlichen Randspalte und erreicht 50 Meter.

Auch in der Nachbarschaft der SO.-Verlängerung der Pirmasenz-Fehrbacher Störung zeigen kleinere Störungen an, dass die Hauptstörung eine Fortsetzung nach SO. hat. Durch den östlichen Theil von Ruhbank läuft eine SO.—NW.-Verwerfung mit um 45 Meter abgesunkenem SW.-Flügel. Diese Störung findet nach SO. im Horbachthal und nach NW. in einem in WSW.—ONO.-Richtung am Schänzel die Strasse Pirmasenz-Ruhbank überquerenden Sprung von sehr geringer Sprunghöhe ihr Ende. Auch in Lemberg und westlich des Ortes lassen sich SO.—NW.-Störungen wahrnehmen.

15. Eppenbrunn - Trulben - Kröppen - Walschbronn. Hier lässt sich eine besonders starke Zerstückelung wahrnehmen, wenn man den Verlauf der Grenze Voltziensandstein — Muschelsandstein und das Hauptconglomerat verfolgt. Im Allgemeinen herrscht die SO.— NW.-Richtung der Störungen vor. Ich will die hauptsächlichsten derselben hier anführen.

An den Kalköfen südlich Kröppen sind die Schichten des Oberen Wellenkalkes im SW.-Flügel einer SO.—NW.-Störung um etwa 50 Meter am Oberen Buntsandstein abgesunken. Die Verwerfung setzt sich nach NW. am W.-Ende von Kröppen vorbei quer über den Laufersbach bis in den Stausteiner Wald und nach SO. an Trulben vorbei bis zur südlich davon gelegenen Höhe »Kastanienbruch« fort. Etwa 300 Meter südwestlich dieser Spalte läuft eine andere in paralleler Richtung etwa von Windhof (südlich Kröppen) über Trulber Mühle nach Eppenbrunn, und da ihr NO.-Flügel abgesunken ist, so schliesst sie mit der Störung Trulben-Kröppen eine Grabensenkung ein. Innerhalb des Grabens konnten in der Richtung Trulben-Eppenbrunn zwei weitere, den Randspalten gleichlaufende, unbedeutende Störungen nachgewiesen werden.

Ein zweiter, schmaler, gleich gerichteter Graben fällt mit dem Trualbthal bei der Rohr- und Unteren Mühle zusammen. Seine NO.-Randspalte läuft östlich an Hilst vorbei und findet in

der Nähe von Eppenbrunn ihr Ende, während die SW.-Randspalte, welche im Allgemeinen in das Trualbthal von der Rohrmühle bis zur reichsländischen Grenze selbst fällt[1]), an einer SW.—NO.-Verwerfung Schweix-Trulben abgeschnitten wird.

Eine Störung von geringer Sprunghöhe mit abgesunkenem SW.-Flügel läuft 150 Meter westlich Schweix vorbei auf Walschbronn zu und wurde reichsländischerseits von E. Schumacher auf Blatt Wolmünster noch nachgewiesen.

16. Schweix-Trulben-Erlenbrunn. Die eben erwähnte SW.—NO.-Störung Schweix-Trulben von geringer, 15 Meter grosser Sprunghöhe setzt sich quer über die SO.—NW. gerichteten Grabensenkungen fort über Trulben, Gersfelder Höhe (S. Ober-Simten) bis in die Nähe von Erlenbrunn. Zwischen Trulben und Gersfelder Höhe folgt sie einer Thalung und ist hier schwer erkennbar, da ihre Sprunghöhe sehr gering ist und selbst am deutlichsten Punkt auf der Gersfelder Höhe höchstens 12 Meter beträgt. Ihr NW.-Flügel ist abgesunken.

17. Studenbach-Hohelist. An zahlreichen Schichtenstörungen im Hauptbuntsandstein bei Forsthaus Studenbach, Zigeunerfelsen, Forsthaus Hohelist und am Hohen Kopf südlich und östlich Eppenbrunn lässt sich eine WSW.—ONO. gerichtete Störung erkennen, deren N.-Flügel abgesunken ist. Nur am Forsthaus Studenbach, am Hohelist und Hohen Kopf kann man thatsächlich erkennen, welcher Flügel der gesunkene ist, denn an den beiden letztgenannten Punkten sind die Hauptconglomerate bis unter die obere Felszone herabgesunken; die Sprunghöhe mag also 20 — 30 Meter betragen. Da die Störung nur an wenigen Punkten unzweifelhaft sicher erkannt werden konnte, habe ich sie auf der Karte als vermuthet angegeben.

---

Damit ist die Reihe der von mir nachgewiesenen Lothringischen Verwerfungen im Gebiet der pfälzischen Trias erschöpft. Es steht zu vermuthen, dass die Gebiete des oberen Schwarzbachthales,

[1]) Nur den Bergvorsprung N. Unter-Mühle an der grossen Schleife der Strasse Schweix-Trulben schneidet sie an.

des Hochspeyerbaches und der Moosalb, bei Kaiserslautern und gegen das obere Alsenzthal hin noch einige hierher gehörige Verwerfungen aufweisen. Sie werden durch die bevorstehenden amtlichen Veröffentlichungen den Fachgenossen zur Kenntniss gebracht werden. Es erübrigt hier nur noch auf einige Angaben der älteren Literatur über Gebirgsstörungen im einschlägigen Gebiet zurückzukommen.

É. de Beaumont[1]) war es, welcher zuerst von einer Störung sprach, die die lothringische Hochfläche von den Vogesen trennen sollte und deren Verlauf in SSW.—NNO.-Richtung von Lemberg über Bitsch auf Pirmasenz zu beobachten sei. Der W.-Flügel dieser Störung sollte (nach Jacquot 80 Meter) abgesunken sein. Die Verwerfung wurde später auch von E. Jacquot[2]) angenommen und ging endlich in die Arbeiten von R. Lepsius[3]) über. Vor Kurzem hat nun E. Schumacher[4]) darauf hingewiesen, dass die Aufnahmen in der Bitscher Gegend keinerlei Anhaltspunkte für das Vorhandensein einer derartigen Störung ergeben haben. Auch aus den vorstehend beschriebenen Störungsverhältnissen geht hervor, dass in der Pfalz von einer Störung Bitsch-Pirmasenz oder noch darüber hinaus keine Rede sein kann. Die im Vergleich zu der Sprunghöhe der SO.—NW.-Spalten untergeordneten WSW.—ONO.-Verwerfungen, welche scheinbar, aber auch nur scheinbar, mit einer von den obengenannten Forschern angenommenen Störung in Beziehung gebracht werden könnten, gehören, wie ein Blick auf die Uebersichtskarte der Verwerfungen in Lothringen und Luxemburg[5]) von L. van Werveke zeigt, dem Verwerfungsnetz der lothringischen Hochfläche an und haben mit der Muldenlinie der pfälzischen Trias gleiche Richtung.

---

[1]) Dufrénoy et Élie de Beaumont, Explication de la carte géol. de la France. Paris 1848, II, 19.

[2]) Description géol. et minéral. du dép. de la Moselle. Paris 1868, 121, 383.

[3]) Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge, Forsch. z. d. Landeskunde I. Stuttgart 1885, 82.

[4]) Geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. Erläuterungen zu Bl. Bitsch. Strassb. 1890. 5.

[5]) Erläuterungen zur geol. Uebersichtskarte des westl. Deutsch-Lothringen. Strassb. 1887.

Eine andere Gebirgsstörung wird zur Erklärung der tektonischen Verhältnisse des Westrichs angenommen. E. Jacquot[1]) verlängert die Verwerfung St. Avold-Forbach über Saarbrücken hinaus durch das Scheidterbachthal gegen St. Ingbert hin und G. Meyer[2]) sucht nachzuweisen, dass die gleiche Störung St. Avold-Forbach thatsächlich über Saarbrücken hinaus bis in die Nähe der bayerischen Grenze verfolgt werden könne. Hier soll die Störung ihr Ende finden, da bei St. Ingbert normale Lagerung einzutreten scheine. Dabei sucht G. Meyer weiter darzuthun, dass die Verwerfung, welche die Trias betroffen habe, wohl parallel und benachbart, aber nicht gleichbedeutend sei mit dem seit Langem bekannten grossen S. Hauptsprung von St. Ingberter Grube — Neunkirchen. Der Hauptgrund hierfür sei das südöstliche Einfallen der beiden Spalten, welches bedinge, dass bei der Uebereinstimmung beider Verwerfungen die Triasspalte nordwestlich der nur unterirdisch bekannten Kohlenspalte in der Horizontalprojection (Karte) fallen müsste. Ich wäre mit dieser Beweisführung einigermaassen einverstanden, wenn die Lage des südlichen Hauptsprunges erstens genau festgelegt und sein SO.-Einfallen zwischen Saarbrücken und St. Ingbert unbedingt sicher wäre. Meines Wissens aber ist er bisher nur im Stollen der St. Ingberter Grube angeschnitten worden und hier ist das SO.-Einfallen nicht sicher. Den Hauptsprung nördlich und bei Wellesweiler sieht man als die Fortsetzung an, er fällt aber nach Weiss (Blatt Neunkirchen) bei Bexbach nach NW. Ich möchte also nicht die Ansicht von E. Weiss von der Hand weisen, dass beide Spalten am Guckelsberg bei Dudweiler identisch seien[3]).

---

[1]) a. a. O.

[2]) Ueber die Lagerungsverhältnisse der Trias am S.-Rande des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Mittheil. der Comm. f. d. geol. Landesuntersuchung Elsass-Lothringens, 1886, I, 12.

[3]) Vor Abschluss des Manuscriptes war ich in die Lage gesetzt, die Meyer-schen Angaben auf ihre Richtigkeit prüfen zu können. Das Ergebniss bestätigt die Richtigkeit der Weiss'schen Anschauung, nämlich die Thatsache, dass längs des vermutheten südlichen Hauptsprunges der Buntsandstein abgebrochen und in die Tiefe gesunken ist. Das Nähere hoffe ich an einer anderen Stelle auseinander setzen zu können.

Ich will nicht zu erwähnen unterlassen, dass in der Sandgrube des Hauptbuntsandsteins bei »Sechs Eichen« NW. St. Ingbert kleine SW.—NO.-Störungen zu sehen sind, welche mit dem südlichen Hauptsprung parallel sind und möglicherweise von ihm beeinflusst sein können.

R. Lepsius[1]) zieht die Verwerfung St. Avold-Forbach-Saarbrücken-Bexbach am S.-Fuss des Donnersberges nach Oppenhein a. Rh. Soweit diese Linie in das Buntsandsteingebiet fällt, muss ich bekennen, dass ich für eine derartige SO.—NW.-Verwerfung hier im Buntsandsteingebiet keinerlei Anhaltspunkte gewinnen konnte.

## b. Rheinische Verwerfungen.

Nach der Daubrée'schen geologischen Karte vom Unter-Elsass erfolgte längs des östlichen Vogesenabfalles Weinburg-Rothbach-Oberbronn-Jägerthal ein bedeutender Abbruch der Trias und des Jura am Buntsandstein und den oberpermischen Schichten. In seiner NO.-Fortsetzung würde das dem Abbruch entsprechende Spaltenbündel über Krautbronn auf Katzenthal bei Nieder-Steinbach treffen und sich der bayerischen Grenze nähern. Hier zwischen Katzenthal und Gimpelhof hat A. Daubrée bereits die Katzenthaler Eisenerzgänge kartistisch so festgelegt, dass sie sich in ihrer Parallelität zu einzelnen Zweigen des Spaltenbündels als diesem zugehörig erkennen lassen. Herrn Prof. Dr. Benecke verdanke ich bei gemeinsamen Begehungen längs der pfälzisch-reichsländischen Grenze die Angabe einer Verwerfung, welche von Katzenthal über Welschthal, den S.-Fuss der Burg Fleckenstein, Hof Gimpel auf die bayerische Grenze zu läuft[2]). Die Spalte scheint sich ungefähr bei Litschhof zu theilen und zwar

[1]) a. a. O. Karte.

[2]) Inzwischen sind die von E. W. Benecke aufgenommenen Blätter Lembach und Weissenburg der geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen zur Veröffentlichung gekommen. Sie wolle man hinsichtlich der südlichen Fortsetzung der pfälzischen Bruchlinien vergleichen und zu Rathe ziehen. Ein Nebenkärtchen der geol. Uebersichtskarte von Elsass-Lothringen (1:500000) vom gleichen Verfasser (Strassburg 1892) giebt den Verlauf der Bruchlinien bis zum Zinselthal nach S. an.

in einen S.—N.-Arm Litschhof-Nothweiler-Bruchweiler und einen andern in der alten Richtung SW.—NO. Litschhof-Niederschlettenbach u. s. w.

18. Litschhof-Nothweiler-Bruchweiler. Die Spalte Litschhof-Nothweiler-Bruchweiler ist in der geologischen Karte insofern nicht auffällig, als sie immer in den oberpermischen Schieferthonen und Sandsteinen oder im Thal verläuft. Die obere Grenze dieser Stufe ist unmittelbar südlich und nördlich Nothweiler um ein Erhebliches gegenüber den Abhängen an der Wegelnburg gesunken. Ausserdem lässt sich ihr Vorhandensein gegen Bruchweiler zu an zahlreichen Schichtenstörungen, Rutschflächen und Eisenerzvorkommen erkennen. Ich weise hier darauf hin, dass das N.—S. gerichtete Thalstück der Lauter oberhalb Bruchweiler mit der Störung zusammenfällt und wohl durch sie bedingt sein muss.

19. Umgebung von Schönau und Dahn. Hieran füge ich einige unbedeutendere Störungen, die wahrscheinlich mit dem obengenannten Spaltenbündel zusammenhängen. Geht man von Schönau nach dem reichsländischen Dörfchen Wengelsbach, so tritt man kurz vor dem letzteren trotz steigender Thalsohle und NW.-Einfallen der Schichten wieder in die rothen Schieferthone und thonigen Sandsteine. Der Umstand wird ohne Zweifel durch eine kleine Störung verursacht, welche allerdings in ihrem Verlauf nicht leicht festzustellen ist. O. Wengelsbach hat sie den Begehungen nach einen SO.—NW. Verlauf. Weiter nach N. scheint sie im Thal östlich am Fuss der Burg Blumenstein vorbei in NNW. Richtung auf Fischbach a. d. Sauer zu ihren Weg zu nehmen. Dafür sprechen die Verbreitung der rothen Schieferthone und thonigen Sandsteine bei Ruine Blumenstein und zahlreiche Rutschflächen. Ihr O.-Flügel ist abgesunken.

Ebenso schwer feststellbar ist die kleine Störung, welche von Fischbach a. d. Sauer aus in SO.-Richtung den N.-Fuss des Nestelberges anschneidet. Sie lässt sich im unteren Helsbachthälchen bei Königsbruch SO. Fischbach an dem scharfen Abstossen mit nordöstlichem Abbruch der oberpermischen Schichten erkennen. Endlich ergab sich westlich und bei Erfweiler (NO. Dahn) eine unbedeutende SO.—NW.-Bruchlinie mit abge-

sunkenem NO.-Theil. Möglicherweise bildet diese kleine Störung einen NW. gerichteten Zweig der Spalte Litschhof-Nothweiler-Bruchweiler, in deren Verlängerung sie auftritt.

20. Litschhof - Niederschlettenbach - Silz. Wenden wir uns nun wieder demjenigen Arm der Katzenthal-Litschhofer Bruchlinie zu, welcher in NO.-Richtung an Niederschlettenbach vorbei läuft und mit dem auf Bruchweiler gerichteten Arm und seinen weiteren Verzweigungen selbst ein Spaltenbündel bildet, wie ein Blick auf die Karte (Taf. IV) lehrt.

Von Litschhof aus schneidet die Störung den SO.-Abhang des Kappelstein an, geht über Erzgrube[1]) am grossen Humberg und an den untersten Häusern von Niederschlettenbach vorüber, tritt am O.-Abhang des Bobenfelsens ins Porzbachthal und läuft hier längs desselben über die alten Bleierzpingen westlich an Lauterschwann vorüber auf Silz im oberen Klingbachthal zu. Am oberen Ende des Dorfes verwirft sie den hier aus der Thalsohle heraustretenden, quarzführenden Melaphyr in die Tiefe und lässt sich am unteren Ende von Silz vorbei über den »Kahlen Knopf« bis ins Kaisersbachthal zwischen Waldhambach und Waldrohrbach verfolgen. Hier ist die Sprunghöhe, welche im Höchstbetrag bei Erzgrube O. Nothweiler etwa 150 Meter erreichen mag, bis auf ein Unbedeutendes herabgesunken.

21. Niederschlettenbach-Erlenbach-Vorderweidenthal. Bei Niederschlettenbach zweigen sich von der vorigen Bruchlinie Seitenarme ab, welche theilweise das ganze innere Gebirg durchziehen. Am Bobenfels nimmt ein Zweig eine mehr nördliche Richtung an, läuft am O.-Fuss des Thurms Kleinfrankreich und der Burg Bärwartstein vorbei und tritt an den obersten Häusern von Erlenbach ins Thal, welchem er in NO.-Richtung bis Vorderweidenthal folgt. Er setzt sich jenseits des Ortes zwischen Burg Lindelbrunn und Vogelkopf fort bis ins obere Klingbachthal. Die Sprunghöhe dieses Armes kann bei Vorderweidenthal 150 Meter erreichen, nimmt aber gegen das Klingbachthal rasch ab.

---

[1]) Die Erzvorkommen hier und an anderen Stellen im Buntsandstein bei Bergzabern sind fast ausschliesslich an Verwerfungen und Klüfte (Diaklasen) gebunden.

22. Niederschlettenbach - Schwanheim - Wilgartswiesen. Westlich Erlenbach schneidet eine unbedeutende Verwerfung, welche wohl südlich der Lauter vom Hauptstamm abzweigt und mit dem Erzvorkommen bei St. Anna in Verbindung steht, die Hügel auf der rechten Seite des Erlenbaches an.

Aus dieser Bruchlinie und dem S.—N.-Stück Bobenfels-Erlenbach der Spalte von Vorderweidenthal scheint sich jene Bruchlinie zu entwickeln, welche die inneren Nordvogesen pfälzischerseits von S. nach N. und NO. in beträchtlicher Länge durchschneidet. An ihrem S.-Ende kommt die Störung deutlich in der verschiedenen Höhe der unteren Grenze des Hauptbuntsandsteins am Kochelstein und Haselstein N. Oberschlettenbach zum Ausdruck. Bis etwa zum Pirmannsbrunnen S. Spirkelbach verläuft sie in den oberpermischen Schieferthonen und thonigen Sandsteinen. Hier tritt über Tag das untere Conglomerat des Hauptbuntsandsteins in die Höhe des letzteren und von Spirkelbach selbst ab bis über Wilgartswiesen hinaus trennt sie die oberpermischen Schichten vom Hauptbuntsandstein.

N. Wilgartswiesen zweigt ein Arm nach NW. ab, ohne indess weiter verfolgt werden zu können; der Hauptstamm der Verwerfung tritt aber in den Hauptbuntsandstein ein und kann von hier ab nur mehr vermuthet werden. Lagerungsstörungen, Rutschflächen und plötzliches Aufhören einzelner Felszonen des Buntsandsteins lassen ahnen, dass die Störung die nördliche Richtung über Annweiler Forsthaus und Häusel (NO. Hofstätten) bis zum oberen Wellbachthal, Mosisbruch, beibehält, sich aber hier nach NO. über Iggelbach, Röderthalerhof gegen Elmstein zu wendet.

Von Iggelbach aus gewinnt die Störung durch eigenartige Oberflächenformen, Thalläufe, Rutschflächen und Lagerungsstörungen eine festere Begründung und nimmt ihren Weg über Wolfsgrube, Esthal, Morschbacherhof bis jenseits des Hochspeyerbaches am W.-Abhang des Drachenfels. Ich will hier einige Stellen namhaft machen, wo die Störung unzweifelhaft nachgewiesen werden kann. Westlich des Annweiler Forsthauses steht am Eiterberg die tiefere Felszone des Oberen Hauptbuntsandsteins[1])

---

[1]) Man vergleiche meine Gliederung des Buntsandsteins. A. a. O.

in etwa 560 Meter Höhe an; östlich des Forsthauses dagegen, in dem langen Höhenrücken des Annweiler Bürgerwaldes, nur mehr in 460 Meter Höhe. Die Sprunghöhe der Verwerfung beträgt also rund 100 Meter; sie scheint sich aber gegen Hofstätten zu zu verringern.

Am Bloskülb NW. Iggelbach reicht die nämliche Felszone etwa bis zu 540 Meter Höhe, am kurzen Eck und Birnenberg westlich und südlich desselben Dorfes ist sie bis in etwa 460 Meter Höhe herabgesunken. Ungefähr auf der gleichen Sprunghöhe wird sich der Abbruch des Hauptbuntsandsteins vom Aschberg O. Esthal zum Mollenkopf nördlich davon halten.

Am Westabhang des Drachenfels sind solche Schätzungen der Sprunghöhe nicht gut ausführbar, immerhin scheint es als ob sich diese hier und weiter nach NO. wesentlich vermindert habe. Sicher ist, dass zwischen Rahnfels, Steinkopf und Kieskautberg, welche drei Höhen alle bis zum Hauptconglomerat reichen, von einer starken Störung nicht mehr gesprochen werden kann. Soweit hier nördlich des Speyerbaches die Lage des Hauptconglomerates in Betracht kommt, scheint eine gleichmässige und etwas stärkere Neigung ($1^{0} - 1^{0} 30'$) nach NNW. zu bestehen. Ausserdem werden hier noch eine Reihe von besonders SO. — NW. gerichteten Störungen mitspielen, über welche wir Näheres in der bevorstehenden amtlichen Veröffentlichung des Königl. bayerischen Oberbergamtes erwarten dürfen.

23. Umgebung von Bobenthal. Zwischen Bobenthal und Germanshof wird das Triasgebiet von einigen Störungen in SW. — NO.-Richtung durchsetzt, welche als die unmittelbare Fortsetzung des Lembach-Wingener Muschelkalkgrabens gelten können.

Etwa 1 Kilometer unterhalb Bobenthal durchschneidet eine SW.—NO.-Verwerfung, die nach den Aufnahmen von Herrn Prof. Dr. Benecke der nordwestlichen Randspalte der genannten Grabensenkung entspricht, quer das Lauferthal und setzt nahe am Gipfel des »Bobenthaler Knopf« vorbei nach dem Reisbach fort. Hier lässt sich ihre Richtung nicht leicht feststellen, da sie innerhalb des Hauptbuntsandsteins verläuft. Eine starke Rutschfläche auf der Höhe des Weges Böllenborn-Reisdorf fällt in die Verlängerung

der Störung, welche nördlich Böllenborn auch den Mösigberg vom Kahlenberg trennt und in ihren Wirkungen bis zum Erlenbachthal unterhalb Birkenhördt verfolgt werden kann, ohne indess schon vom Reisbachthal ab merkliche Verticalverschiebungen veranlasst zu haben. An der Verwerfung ist etwa 2 Kilometer SSW. Bobenthal unmittelbar an der Landesgrenze der Muschelsandstein bis in die Höhe des Oberen Hauptbuntsandsteins herabgesunken, aber nach NO. durch eine Querspalte und nach SO. durch eine der Randspalte gleichgerichtete Verwerfung, die aus der Mitte des Muschelkalkgrabens herkommt, abgeschnitten. Letztere Störung durchquert ebenfalls das Lauterthal in der Richtung gegen den Reisbach[1]).

Die SO.-Randspalte des Lembach-Wingener Grabens setzt ebenfalls noch in der Pfalz fort und schneidet am Siebentel Berg (S. Bobenthal) den Oberen Buntsandstein im NW. gegen den Hauptbuntsandstein im SO. ab. Bis zum Lauterthal, welches sie an der Krümmung 1—1,5 Kilometer W. Germanshof durchsetzt, kann man die Wirkungen der Störung verfolgen. In der weiteren Fortsetzung sind sichere Beweise für ihr Vorhandensein nicht gegeben. Im obern Buchbachthal (etwa 2,5 Kilometer NNO. Germanshof) sind rothe feldspathreiche Conglomerate des Oberen Perm nach S. abgeschnitten und die Bruchlinie würde etwa in die Fortsetzung der zuletzt erwähnten Störung fallen, aber statt eines Abbruches im NW.-Flügel einen solchen im SO.-Flügel zeigen. Es könnte aber auch die Möglichkeit bestehen, dass das Auftreten des oberpermischen Conglomerates im oberen Buchbach entweder riffartig in die Röthelschiefer hineinragt oder nach S. an der Verlängerung der westlich zunächst benachbarten Störung in die Tiefe gesunken ist. Der letztere Fall dürfte die grössere Wahrscheinlichkeit für sich haben.

24. Umgebung von Germanshof. Die nächste Verwerfung nach O. zu steht in Verbindung mit dem Klimbacher

---

[1]) Im SW. wird die kleine Wellenkalkscholle ebenfalls durch einen Quersprung begrenzt, sie erhält dadurch im Querschnitt die Form eines nahezu rechtwinkligen Parallelogrammes, dessen Seiten annähernd gleich lang (etwa 300 Meter) sind. (Blatt Weissenburg d. geol. Spez.-Karte von Elsass-Lothringen. 1892).

Graben. Sie überschreitet die Lauter 300—400 Meter unterhalb Germanshof und schneidet hier die altpaläolithischen Schiefer und oberpermischen Conglomerate nach W. zu ab. Die am O.-Abhang des Stechbrünnels elsässischerseits in NNO.-Richtung abzweigende Bruchlinie kann über das linke Lauterufer nicht verlängert werden, da hier die Röthelschiefer bis zur Mündung des Reisbachthales thalaufwärts das untere Gehänge bilden. Die Thatsache macht dagegen das Vorhandensein einer dem Thal der Lauter folgenden SO.—NW.-Störung wahrscheinlich. Die SW.—NO.-Störung unterhalb Germanshof setzt nach dem Verlassen des Weiler Schiefergebietes über den unteren Buchbach weiter, ist aber in dem zunächst östlichen Thälchen (Heiligenbach) nicht mehr zu bemerken. Mit der Kleeburg-Weilerer NNO.-Hauptspalte (Blatt Weissenburg) dürfte sie durch eine kurze S.—N.-Störung am S.-Fuss des Grossen Langenberges in Verbindung stehen.

25. Böllenborn-Eschbach. Sie scheint die unmittelbare Verlängerung der Kleeburg-Weilerer Hauptspalte zu bilden, welche am W.-Abhang des Kleinen Langenberges im Heiligenbachthal einen nach NO. gerichteten Arm aussendet. Ihre sichere Gegenwart vermochte ich erst auf dem Sattel zwischen Querenberg und Hohen-Wald (3 Kilometer W. Oberotterbach) zu erkennen. Hier sind die mit 10—20° nach SO. geneigten Buntsandsteinschichten des Hohen Waldes an den sehr schwach nach NW. geneigten Schichten des Querenberges abgebrochen. Von hier setzt die Störung in NNO.-Richtung etwa 500 Meter O. Böllenborn quer übers Thal, schneidet den Hauptbuntsandstein des Peternell[1]) an dessen W.-Abhang gegen die rothen Schieferthone und thonigen Sandsteine ab und tritt nördlich des Erlenbaches in letztere ein. Der Verlauf ist von hier ab unterbrochen und erst gegen den Klingbach zu lassen sich wieder sichere Belege für das Vorhandensein liefern. Etwa 1,5 Kilometer unterhalb Mönchweiler sind die quarzführenden Melaphyre im NW. der Störung durch diese abgeschnitten und in der NO.-Fortsetzung verwirft sie den Biotitgranit und die permischen Eruptivgesteine des

[1]) Die hier vor etwa 80 Jahren abgebauten Eisenerzgänge sind ebenfalls an die Störungen gebunden.

Kaisersbachthales in die Tiefe. Sie trennt den entfärbten Hauptbuntsandstein von dem rothen Schieferthon und thonigen Sandstein der Madenburg und mündet etwa 1 Kilometer S. Eschbach in die vordere Hauptstörung. Der im Heiligenbachthal abzweigende NO.-Arm nimmt seinen Weg über die Schanze, schneidet 1 Kilometer NW. Rechtenbach die oberpermischen Sandsteine und Schieferthone des Breiten- und Tiefenborner Thales im NW. gegen den Hauptbuntsandstein des Wachtberges im SO. ab, verursacht das Gleiche im Thal westlich und bei Ober-Otterbach und setzt am O.-Abhang des Hohenberges weiter, ohne hier indess sicher festgelegt werden zu können.

Zwischen den beiden Verwerfungen verlaufen nun von Weiler (bei Weissenburg) aus über Dörrenbach (bei Bergzabern) und Klingenmünster eine Reihe von Verwerfungen, welche sich im Allgemeinen parallel zur Bruchlinie Böllenborn-Eschbach richten und zwischen Lohmühle (oberhalb Bergzabern) und Gleiszellen eine Grabensenkung einschliessen. Im Gegensatz zu der allgemein nordwestlichen Neigung der durch die bisher beschriebenen Bruchlinien begrenzten Gebirgsstücke zeigen die letzteren zwischen der Störung Böllenborn-Eschbach und der vorderen Hauptspalte eine ziemlich starke (10⁰—30⁰) Neigung nach SO.

26. B ö l l e n b o r n - L a n d e c k (bei Klingenmünster). 500 Meter O. Böllenborn zweigt von der Störung Böllenborn-Eschbach eine nach NO. gerichtete Verwerfung ab, schneidet den Peternell schräg durch, geht an den Steinbrüchen O. Gehlmühle vorüber über den Querenberg, Bucheneich und Hatzelberg und trennt unmittelbar an der Burg Landeck den Kegel, welcher sie trägt, von dem eigentlichen Treitelsberg. Ihre Mündung in die vordere Hauptspalte erreicht sie etwa beim Magdalenenhof.

27. D ö r r e n b a c h - K l i n g e n m ü n s t e r. Die Verwerfung ist wahrscheinlich ein Zweig der Kleeburg-Weilerer Hauptspalte, welcher sich ungefähr am Eichenthaler Berg SW. Dörrenbach (bei Bergzabern) von ihr trennt. Von hier aus folgt sie längs durch das Finsterthälchen, schneidet den O.-Fuss des Peternell (weisser entfärbter Hauptbuntsandstein neben oberpermischem rothem Schieferthon und thonigem Sandstein) an und geht von hier aus

über den Buchwieserkopf an den obersten Häusern von Gleiszellen vorbei auf den Klingbach zu, wo sie an der vorderen Hauptstörung abschneidet. Mit der nachfolgenden Störung Lohmühle-Gleishorbach schliesst sie die Grabensenkung Lohmühle-Gleiszellen ein. (Durchschnitt 1 u. 2, S. 50.)

28. Lohmühle-Gleishorbach. Ungefähr im Finsterthälchen, W. Bergzabern, theilt sich die vorbeschriebene Störung und sendet einen Arm über Lohmühle und Sohlborn auf das Westende von Gleishorbach zu, nachdem sie am Zimmerberg N. Pleisweiler Oberen Muschelkalk vom Oberen Hauptbuntsandstein getrennt hat. Der zwischen voriger und dieser Verwerfung eingeschlossene Graben nimmt von SW. nach NO. an Tiefe zu, denn bei Gleiszellen stösst der Obere Muschelkalk des Lehnsberges an die vordere Hauptstörung. Die Neigung der Schichten im Graben ist wie in den beiden ihn begrenzenden Rücken eine stark südöstliche. Er unterscheidet sich also durch diesen einseitigen Bau von der üblichen Form. Zwischen den beiden Randspalten des Grabens verlaufen unbedeutendere Nebenspalten theils parallel denselben, theils spitzwinklige Verbindungen zwischen ihnen herstellend. Das geht schon daraus hervor, dass der Trochitenkalk am Zimmerberg eine SO.-Neigung und an dem scharfen Rücken des Lehnsberges eine O.-Neigung besitzt. (Durchschnitt 2, S. 50.)

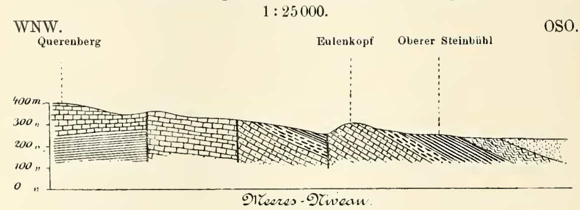
Der südöstlich vom Graben diesen von der Rheinebene trennende Rücken ist durch Quersprünge (SO.—NW.) in mehrere Gebirgsstücke zerlegt. Eine solche verläuft von Villa Pistoria N. Bergzabern senkrecht auf die SO.-Rand-Verwerfung des Grabens. Sie trennt die Muschelkalkschichten (bis zu denjenigen mit *Cer. nodosus*) des Steinbühls vom Buntsandstein der Hochfläche des Frauenberger Hofes.

29. Rechtenbach. Aus der Gegend von St. Paul's Schlösschen N. Weissenburg[1]) tritt eine SW.—NO.-Störung etwa 500 Meter NW. und oberhalb Schweigen in das pfälzische Gebiet ein und

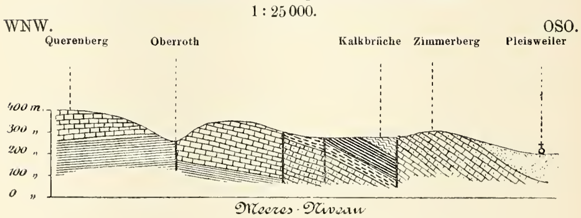
[1]) Ueber die südliche Fortsetzung vergleiche man Bl. Weissenburg der geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen.

## Durchschnitte durch den Ostabfall der pfälzischen Nordvogesen gegen die mittelrheinische Tiefebene.

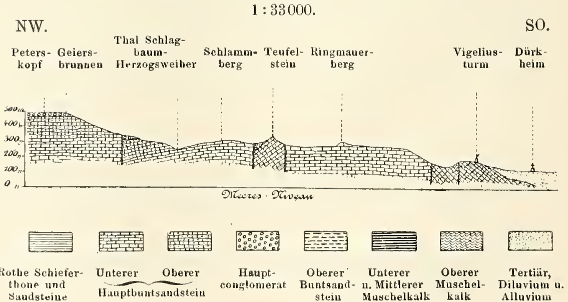
1. Vom Querenberg zum Oberen Steinbühl N. Bergzabern.
1 : 25000.




2. Vom Querenberg NW. Bergzabern nach Pleisweiler.
1 : 25000.




3. Vom Peterskopf bis Dürkheim, nach A — B der Kartenskizze S. 54.
1 : 33000.



schneidet hier und am W.-End von Rechtenbach Schichten des Mittleren und Oberen Muschelkalkes im SO., vom Hauptbuntsandstein im NW. ab. Der stark nach SO. geneigte Verwerfungsflügel ist gegen Schweigen und Rechtenbach von mitteloligocänen Thonen und Conglomeraten bedeckt. Ungefähr 0,5 Kilometer N. Rechtenbach wird die SW.—NO.-Störung durch eine quer gerichtete SO.—NW.-Störung abgeschnitten. NO. letzterer ist die Lagerung der Schichten des Oberen Buntsandsteins und Muschelsandsteins eine flachere.

30. Vordere Hauptstörung. Als solche bezeichne ich hier die am Fusse des Ost-Abfalles der Nordvogesen gegen die Rheinebene verlaufende Störungslinie. Sie ist im südlichen Theil bei Bergzabern durch tertiäre und diluviale Ablagerungen meist verdeckt. Die starke südöstliche Neigung der Schichten gegen die Rheinebene erfordert eigentlich von Weissenburg bis gegen Klingenmünster das unbedingte Vorhandensein einer Störung längs des Ostfusses des Gebirges nicht, denn die Triasschichten könnten durch einfaches Untertauchen unter die tertiäre Bedeckung von der Oberfläche verschwinden. Indess wissen wir von anderen Orten, dass das ältere Tertiär (Oligocän) an den Störungen Theil genommen hat. Ferner müssten Trias und Jura bei einfachem Untertauchen wohl hin und wieder in tiefern Thalungen der tertiären Rheinebene unter dem Tertiär noch hervortreten. Oestlich des vermutheten Theiles der vorderen Hauptstörung treten keine Trias- und Juraablagerungen mehr auf. Oligocäne Schichten legen sich längs dieser Linie an die Trias an. Der ziemlich geradlinige Verlauf der Ostgrenze der Trias oder Westgrenze des Tertiärs, und das Zusammenfallen dieser Grenze mit der südlichen Verlängerung der nördlich von Klingenmünster sicher beobachteten vorderen Hauptstörung, scheint mir Grund genug, sie auch zwischen Klingenmünster, Bergzabern und Oberotterbach etwa vorauszusetzen. Da sie jedoch hier vielfach durch jüngere und jüngste Bildungen (Abhangsschutt) verdeckt ist und daher nicht beobachtet wurde, so musste ich sie auf der beigegebenen Karte (Taf. IV) blos als vermuthet bezeichnen, wollte ich Thatsachen von Annahmen genügend unterscheiden.

Von Klingenmünster ab nach N. treten die oligocänen Conglomerate und Sande längs einer geraden SSW.—NNO.-Linie hart am Ostabfall des Gebirges an den Buntsandstein und dessen Liegendes heran. Die gleiche Linie trennt einige Hundert Meter W. Birkweiler die Pentacrinusschichten des Wellenkalkes und im Queichthal unterhalb Albersweiler Liasschichten von oberpermischen Conglomeraten. Hier weist also die dem NNO. gerichteten Abfall zu Grunde liegende vordere Hauptstörung innerhalb unseres Gebietes die stärkste bekannte Sprunghöhe auf, welche nicht unter 1100 Meter betragen mag. Zwischen Eschbach und Ransbach sendet die Verwerfung einen in etwa 150 Meter Entfernung parallel laufenden Arm nach O. ab, welcher zunächst Hauptbuntsandstein in die Höhe der oberpermischen Conglomerate verwirft. Am Herrenholz bei Ransbach vereinigt sich dieser Zweig wieder mit der vorderen Hauptstörung.

31. Westlicher, innerer Arm. Jenseits des Queichthales, noch vor St. Johann, findet eine interessante Gabelung der vorderen Hauptstörung statt. (Siehe Taf. V.) Der westliche Zweig nimmt zunächst eine nahezu nördliche Richtung und tritt S. St. Johann ins Gebirg ein. Etwa 1 Kilometer NW. St. Johann im oberen Schwelterbachthal trennt er oberpermische Conglomerate vom entfärbten Unteren Hauptbuntsandstein des Ringelsberges, macht dann eine schwache Biegung nach NNO. und nimmt von hier ab in gerader Richtung seinen Weg quer über die Thäler des Modenbaches, Triefenbaches, Hüttenbaches, Speyerbaches, Hammelsbaches und der Isenach um nach einer Theilung in mehrere Störungen in der Gegend von Dürkheim und Leistadt an Diagonalspalten abzuschneiden oder in seinem Lauf verändert zu werden. Die Beziehungen zur Oberflächengestaltung sind ziemlich wichtig, denn er verläuft über eine Reihe von Oberflächen-Sättel (Pässe) z. B. zwischen Orensberg und Ringelsberg, Rossberg und Teufelsberg, Kesselberg und Blättersberg, Mörschenberg und Hochberg, Rothsohlerberg und Kalmit, Hohen Berg und Königsberg. (Taf. V.) Von diesen Sätteln ab verlaufen nach N. und S., meist mit der Verwerfung zusammenfallend, kleine Thalrinnen, z. B. Ziegelsbach und Meisenbach zum Modenbachthal. Aber auch nördlich des Speyerbachthales

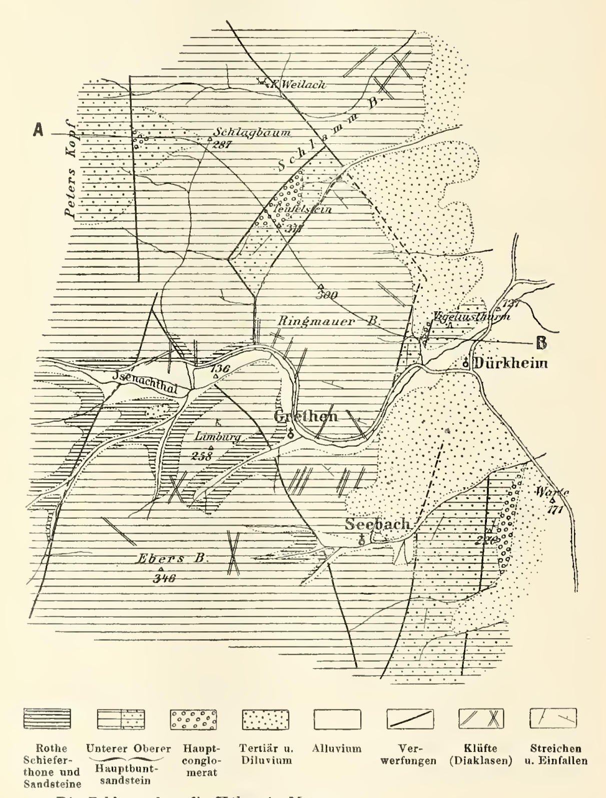
lässt sich der Einfluss der Störung auf den Lauf der Thäler nicht verkennen. Auch hier überschreitet sie die Oberflächensättel bei Forsthaus Silberthal, bei Rothsteig, Streckarsch und Drei Eichen. Im unteren Lindenberger Thal (O. Lambrecht) macht die verschiedene Höhenlage der unteren Grenze des Hauptbuntsandsteins das Vorhandensein einer diesem Thal folgenden Parallelverwerfung nothwendig, die sich aber augenscheinlich am N.-End von Lindenberg mit der Hauptverwerfung vereinigt. Die Sprunghöhe wechselt sehr; sie beträgt im Modenbacher Thal zwischen 150 und 200 Meter, mag aber im Wachenheimer Thal kaum noch 50 Meter erreichen.

32. Oestlicher, vorderer Arm. (Taf. V.) Die Hauptstörung behält von St. Johann ab ihre Richtung in dem östlichen, vorderen Arm bei. Derselbe kennzeichnet sich nach N. vorwiegend dadurch, dass er das Tertiär von der Trias, bei Gleisweiler, Burrweiler und Weiher von altpalaeolithischen Schiefern und bei Ludwigshöhe von Granit trennt. Nur S. Gleisweiler am Weg zur Papiermühle stossen Muschelsandsteinschichten an den Hauptbuntsandstein an. Bei Ludwigshöhe oder besser am Triefenbach zweigt eine in etwa 500 Meter Entfernung parallel und im Gebirg verlaufende Störung ab, welche sich etwa bei Hardt N. Neustadt mit dem Hauptzweig vereinigt. Sie trennt die ganze Reihe der Vorberge (Werderplatz, Heidelberg bei St. Martin, Kropfsburg, Wetterkreuzberg, Hambacher Schloss, Heidelberg bei Oberhambach, Häuselberg, Ludwigslust, Vogelgesang und Hardtburg) von dem langen Gebirgsstück des Teufelsberg-Kalmit-Weinbiet-Eckkopf, indem fast überall der entfärbte Buntsandstein der Vorberge an den rothen Schieferthonen und thonigen Sandsteinen abgesunken ist. Nördlich des Speyerbaches wird bei Neustadt vor der Vereinigung der Spalten ein schmaler und kurzer Graben mit Oberem Muschelkalk gebildet (Vogelgesang).

33. Umgebung von Dürkkeim (vergl. Skizze S. 54). Von Hardt bis Königsbach fällt der vordere, östliche Arm unmittelbar mit dem Fuss des Gebirges zusammen. Bei Königsbach tritt wieder eine Gabelung ein. Drei bis vier S.—N. gerichtete Spalten zerlegen die Buntsandsteinhöhen des Hartenberges, Rehberges, Wallberges,

## Geologische Skizze der Umgegend von Dürkheim a. d. H.

1 : 32000.




Die Zahlen geben die Höhen in Metern an.

W. Deidesheim, der Heidenlöcher und des Pechsteinkopfes W. Forst, des Zieglerberges und Kämmersberges W. Wachenheim in lange, schmale, nach O. einfallende Gebirgsstücke und schneiden bei Dürkheim mit geringer Ausnahme am Tertiär ab. Dagegen wird durch eine im unteren Poppenthal (500 Meter S. Mundharterhof) von der S.—N. gerichteten Königsbach-Seebacher Störung abzweigende und NNW. gerichtete, über die Seebacher Steinbrüche, neue Kirche von Grethen, Herzogsweiher laufende Verwerfung eine Verbindung mit dem innern Arm der Hauptstörung hergestellt. Vom Zusammentreffen beider an setzt eine NNW. gerichtete Störung am O.-Abhang des Peterskopf bis etwa zum Weg Kallstadt-Peterskopf (Steig) weiter fort. Eine andere in NO.-Richtung geht etwa 100—150 Meter nördlich am Teufelstein vorbei, um am Schlammberg an einer NW. gerichteten, etwa vom Vigeliusthurm auf Forsthaus Weilach laufenden Verwerfung abzuschneiden.

Eine recht beträchtliche Sprunghöhe (mehr als 150 Meter) hat eine Verwerfung, welche den Ostfuss des Ringmauerberges in NNO.-Richtung etwa bei der am oberen Ende von Dürkheim an der Kaiserslauterer Strasse gelegenen Mühle abschneidet. Westlich der Störung stehen die weissen, grobbankigen Schichten des Untern Hauptbuntsandsteins des Ringmauerberges und der Grethener Steinbrüche an (Neigung mit 4$^{0}$ nach NNO.), östlich derselben neigen weisse, dünngeschichtete Sandsteine der oberen Abtheilung des Hauptbuntsandsteins mit 25—30$^{0}$ nach O. bis SO. In normaler Aufeinanderfolge lagert darüber am W.-Ende des Rückens vom Vigeliusthurm das Hauptconglomerat. Es ist nach O. wieder durch eine Störung von den Schichten des oberen Hauptbuntsandsteins getrennt, die hier den Rücken des Vigeliusthurms bilden und nach SO. mit 30$^{0}$ einfallen. Man vergleiche hierüber das Profil A — B (S. 50).

Nicht ganz sicher festzulegen ist eine SW.—NO.-Störung, welche nahezu 100 Meter SO. am Teufelstein vorbei zieht und dessen Rücken von der Hochfläche der Ringmauer trennt. Der schmale SW.—NO. gerichtete Rücken des Teufelsteins bildet ein mit etwa 30$^{0}$ nach NW. einfallendes Gebirgsstück, dessen Schichten bis an das Hauptconglomerat und den Oberen Bunt-

sandstein reichen[1]). Die zuletzt erwähnten Bruchlinien hängen in ihren nördlichen Verlängerungen mit einer S.—N. gerichteten Störung zusammen, welche 1,5 Kilometer südwestlich und nordwestlich Leistadt (am Münchberg) das Hauptconglomerat vom Unteren und Oberen Hauptbuntsandstein trennt. Am Austritt des Langenthales aus dem Gebirg, bei Cote 93 (Atlasblatt), 1 Kilometer SW. Weisenheim a. Berg, nimmt die Bruchlinie eine NO.-Richtung an, welche aber am W-Ende von Weisenheim etwa wieder in die frühere N.-Richtung umschlägt. Die weitere Fortsetzung ist durch den nach N.—NNO. gerichteten Gebirgsrand über Bobenheim, Neuleinigen, Grünstadt, Asselheim, Grossbockenbockenheim u. s. w. ausgedrückt. Da die Trias bei Asselheim unter die Thalsohlen sinkt, der von ihr südlich Asselheim gebildete Gebirgsrand aber über Bockenheim noch weiter nach N. bei Monsheim, Dalsheim u. s. w. oberflächig sich bemerkbar macht, so müssen wohl auch hier die Tertiärschichten von den Störungen berührt worden sein.

34. Hartenburg-Altleiningen-Wattenheim. Westlich der eben beschriebenen, oberflächig wichtigen Bruchlinie wird die breite, vom Peterskopf sich ziemlich gleichmässig mit geringer Neigung nach N., nach Battenberg, Neuleiningen, Tiefenthal und Wattenheim senkende Hochfläche des Oberen Buntsandsteins (insbesondere erzeugt durch die der Abtragung stärker wiederstehenden Sandsteine der oberen Felszone und des Hauptconglomerates) durch eine von Hartenburg durch das obere Pfaffenthal auf Altleiningen und Wattenheim gerichtete Verwerfung abgeschnitten. Auf der Passhöhe beim toten Mann trennt sie das Hauptconglomerat der Hochfläche des Peterskopfes vom Hauptbuntsandstein des Grähberges (Sprunghöhe etwa 40 Meter), südlich und nördlich

[1]) Es bedarf also weiter keiner Begründung dafür, dass sich der Teufelstein bei Dürkheim in situ befindet. Er ist ein von der Abtragung stehen gelassener Rest von entfärbtem Sandstein der oberen Felszone des Oberen Hauptbuntsandsteins. Die Schichten neigen an ihm mit 25—30° nach N. 65° W und normal folgt über ihm etwa 100 Meter NW. des Teufelsteins das Hauptconglomerat. Der Teufelstein hat also seine Heimath an Ort und Stelle. Die mittelrheinische Grabensenkung hat ihn in seine heutige, schiefe Lage gebracht.

Altleiningen schneidet sie die Hochflächen des Zimmerberges und Schlossberges (Hauptconglomerat) nach W. gegen den Unteren und Oberen Hauptbuntsandstein ab und trennt einige 100 Meter südöstlich Wattenheim sogar den Voltziensandstein und Unteren Wellenkalk vom Unteren Hauptbuntsandstein [1]). Beim Dorf Wattenheim verschwindet die Störung unter tertiärer und diluvialer Ueberdeckung. An diese Bruchlinie scheint das in früherer Zeit gewonnene Kupfererz bei Keckenhütte SO. Wattenheim gebunden zu sein. Ihr Ende oder besser ihren Ursprung findet sie in der nächstfolgenden Störung.

35. Hertlingshausen-Wattenheim-Walzwerk-Dreisen. Die Bruchlinie macht sich besonders kenntlich am Rosssteig 2,5 Kilometer SW. Göllheim (oberpermische Röthelschiefer gegen Unteres Conglomerat des Buntsandsteins), im Rodenbachthal, 2 Kilometer westlich Kerzenheim, am Lorenzenberg 1,5 Kilometer NO. Stauf, am Walzwerk zwischen Eisenberg und Stauf und bei der Hetschmühle SW. Wattenheim. Ueberall ist hier entweder das Untere Conglomerat des Hauptbuntsandsteins oder dessen untere Abtheilung selbst (bei der Hetschmühle die entfärbte, weisse, untere Abtheilung) in die Höhe der oberpermischen Röthelschiefer herabgesunken. Die auf der Karte nach Osten ausgebogene Bruchlinie ist keinesfalls eine einheitliche Störung, sondern das Ergebniss der stärksten Sprunghöhe längs einem Störungsbündel, welches sich aus der rheinischen NNO.-, N.- und NW.-Richtung zusammensetzt. Die letztere kann ihre Beziehung zum SW.-Rand des Mainzer Tertiär-Beckens (Grünstadt-Kreuznach) nicht verläugnen, wenngleich die diesen bedingenden Bruchlinien vermuthlich unter den tertiären Schichten verborgen liegen.

36. Neuhemsbach. Längs des unteren Hemsbaches muss eine WNW.—OSO. gerichtete Störung verlaufen, welche sich dadurch kenntlich macht, dass am rechten, nördlichen Thalufer das Untere Conglomerat des Buntsandsteins um einen wesentlichen Betrag tiefer herabreicht als am linken Gehänge. Die westlichen Häuser des Dorfes sind in das Conglomerat gebaut, wäh-

---

[1]) Die Sprunghöhe kann sich hier auf 150—200 Meter belaufen.

rend dieses südlich davon erst in beträchtlicher Höhe über der Thalsohle auf die Röthelschiefer folgt.

Die allgemeine Neigung der Grenzfläche beider Schichtenreihen ist eine südöstliche. Die so bedingte Störung lässt sich etwa noch bis Randeckerhof nachweisen. Ob sie eine nach NW. über das Alsenzthal hinausgehende Verlängerung besitzt, konnte ich nicht ermitteln, doch scheint mir dies nicht unwahrscheinlich. Denn bei Wartenberg macht die untere Grenzfläche der Trias eine steile Böschung nach S., während sie nördlich davon am Heuberg scheinbar horizontal liegt und endlich ruht in dem vereinzelten Auftreten von Unterem Conglomerat am Galgenberg O. Höringen in tieferer Lage als weiter südlich eine Unregelmässigkeit, welche vielleicht eine vom Hemsbach über Wartenberg bis gegen Höringen zu verlängernde Bruchlinie verursacht haben mag.

37. Alsenbrück. An der Mühle ist hier eine WNW.-Störung zwischen groben Conglomeraten und Röthelschiefern des Oberen Perm aufgeschlossen. Der N.-Flügel scheint der jüngere und daher der abgesunkene zu sein. Das Alter dieser Störung ist nicht sicher nachtriadisch, da sie nicht bis an den Buntsandstein verfolgt werden konnte. Sie gehört also möglicher Weise auch zu denjenigen Bruchlinien, welche dem Uebergreifen des Hauptbuntsandsteins über das Obere Perm unmittelbar vorangingen.

Der Grund für die Zurechnung der beiden zuletzt genannten Störungen zu den rheinischen liegt vor Allem in ihrem Abbruch gegen das Rheinthal oder das Mainzer Becken. Die nämliche Erscheinung zeigt die früher erwähnte Bruchlinie Schallodenbach-Otterberg-Eselsfürth und auch sie müsste folgerichtig hier angereiht werden.

## III. Das Alter der Verwerfungen.

Von sämmtlichen vorgenannten Verwerfungen wissen wir, dass sie jünger als der Buntsandstein, von den meisten auch, dass sie jünger als der Muschelkalk sind. Einige Störungen am Ostabfall des Hartgebirges verwerfen Keuper (Siebeldingen) und Lias (Siebeldingen), bei anderen deutet das scharfe Abschneiden und die ge-

neigte Lagerung der mitteloligocänen Küstenconglomerate und Septarienthone an den Bruchlinien an, dass auch diese Schichten noch von den Störungen in Mitleidenschaft gezogen wurden. Auch die miocänen Cerithienkalke von dem kleinen Kalmit bei Ilbesheim und die Landschneckenkalke von Neustadt a. d. Hart (S. Fuss des Vogelgesang) dürften an der Abbruchbewegung noch Theil genommen haben.

Eine genaue Angabe für den Beginn und das Ende des Störungszeitraumes zu machen, bin ich nicht in der Lage. Sie lässt sich nur aus dem Gesammtbild der geologischen Verhältnisse der ganzen mittelrheinischen Grabensenkung gewinnen. Und hier hat zunächst BENECKE festgestellt, dass von einer Störung zur Triaszeit zwischen grès des Vosges und grès bigarré nicht die Rede sein kann. Der Verwurf des Unteren und Mittleren Lias in gleiche Höhe mit oberpermischen Conglomeraten bei Albersweiler macht es für uns zur Gewissheit, dass der Störungszeitraum nach der Liaszeit zu suchen ist[1]) und ähnliche Gründe (Vorkommen von weissem Jura am Rheinebene-Rand im südlichen Baden[2]) lassen den Zeitpunkt noch jünger erscheinen. Gesteinsbildungen, welche die Kreideformation vertreten, fehlen am Abfall der mittelrheinischen Randgebirge. Das nächstjüngere Schichtenglied, welches hier zum Absatz gelangte, sind die eocänen Braunkohlen, Mergel und Kalke, vornehmlich bei Buchsweiler i. E.[3]) und Brunnstadt bei Mühlhausen i. E. Beide Vorkommen haben indess nur eine sehr geringe Verbreitung und können daher für die Altersbestimmung nur insofern maassgebend sein, als sie nach STEINMANN und GRAEFF[4]) »die ersten Anzeichen einer eintretenden Veränderung« darstellen[5]). Dagegen haben die mitteloligocänen Sande und Mergel

---

[1]) Von einer conglomeratischen Ausbildung des Lias ist nichts zu sehen; sie wäre in unmittelbarer Nähe des grossen Verwurfes eine nothwendige Forderung, wenn der Verwurf vor die Liaszeit fiele.

[2]) STEINMANN und GRAEFF, geol. Führer der Umgebung von Freiburg i. B. Freiburg 1890, S. 66.

[3]) ANDREAE, ein Beitrag zur Kenntniss des Elsässer Tertiärs. Abhandl. zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen 1884, II., S. 5.

[4]) a. a. O., S. 24.

[5]) Geologie von Deutschland, Stuttgart 1892, I., S. 681.

eine so allgemeine Verbreitung durch die mittelrheinische Tiefebene, ihre Ausdehnung ist so scharf an den heutigen Steilrand der Vogesen und des Schwarzwaldes gebunden, dass wir annehmen dürfen, der Hauptabbruch habe unmittelbar vor ihrem Absatz begonnen. Ihre oft conglomeratische Natur am Gebirgsrand (Taschberg bei Albersweiler u. a. Orte) deutet darauf hin, dass eine steile Küste die Ufer des mitteloligocänen Meeres in der Rheinebene bildete. Die Bewegungen dauerten zweifellos bis weit in die Miocänzeit hinein an. Ihr Ende kann mit Sicherheit nicht festgestellt werden. R. Lepsius u. A. scheinen geneigt, sie bis in die Pliocän- und Diluvialzeit währen zu lassen[1]) und die in der Gegenwart noch häufigen Erdbeben lassen diese Annahme gerechtfertigt erscheinen.

Die von mir gemachten Beobachtungen stehen also mit denjenigen von E. W. Benecke, R. Lepsius, G. Steinmann u. A. durchaus im Einklang und bieten zur Altersfrage nichts wesentlich Neues.

Streng genommen gilt das Vorstehende nur für die rheinischen Verwerfungen. Das Alter der Störungen im triadischen Westrich, der lothringischen, ist jünger als der Muschelkalk und, wenn wir ihre Verlängerung nach SW. berücksichtigen, auch wohl jünger als Keuper und Jura.

## IV. Die Lagerung der Schichten am östlichen Gebirgsrand und die Neigung der Verwerfungsflächen.

Die Lagerung der Schichten im Allgemeinen wurde bereits eingangs erörtert und deswegen sollen hier nur die Ausnahmen kurz angegeben werden. Solche sind eigentlich nur längs des Ostabfalles gegen die Rheinebene zu beobachten. Für den südlichen Theil gilt hier allgemein, dass die östlich der Störungen Germans-

---

[1]) Nach L. van Werveke ist die Pfalzburger Mulde schon vor Ablagerung der eocänen Süsswasserkalke von Buchsweiler ausgeprägt worden (Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1892, XLIV, S. 81), was der Ansicht von Steinmann und Graeff nahe kommt.

hof-Böllenborn-Eschbach abgebrochenen Triasschollen eine starke Neigung nach SO., nach der Rheinebene, haben.

Einige Beispiele mögen dies belegen: Oberer Hauptbuntsandstein an der Ziegelhütte W. Pleisweiler (N. Bergzabern) mit 35 bis 40° nach SO., Trochitenkalk am Zimmerberg NW. Pleisweiler mit 25—30° nach OSO. — SO.; Trochitenkalk am Lehnsberg bei Gleiszellen mit 30° nach O.; Trochitenkalk am Kästenberg N. Rechtenbach mit 40—45° nach SO.—SSO.; *Orbicularis*-Schichten des Oberen Wellenkalkes an der Winzenmühle bei Oberotterbach mit 20° nach SO. Die Neigung der abgebrochenen Gebirgsstücke scheint unmittelbar am O.-Abfall des Gebirges bedeutender zu sein als gebirgseinwärts: Hauptbuntsandstein an der Schanze W. Rechtenbach mit 15° nach SO.; derselbe bei der Brückelsmühle W. Oberotterbach mit 15° nach SO. — OSO.; derselbe (obere Abtheilung) am Kolmerberg N. Dörrenbach (bei Bergzabern) mit 10° nach SO. Auch da wo das nach SO. geneigte Bruchgebiet nach N. in einer Spitze (S. Eschbach) endigt, wird die Neigung schwächer: Steinbruch im entfärbten Hauptbuntsandstein nördlich und bei der Kreiskrankenanstalt Klingenmünster mit 5° nach SSO.—S.; Steinbruch in denselben Schichten N. Kaisersbacher Mühle am Pfaffenberg mit 3° nach OSO. Auf die Ursache der starken SO.-Neigung des Bergzaberner Bruchgebietes werde ich weiter unten zurückkommen.

Von Eschbach bis St. Johann bei Albersweiler tritt das mit kleinem Winkel gegen die Muldenlinie geneigte Buntsandsteingebirg bis an die Hauptspalte heran. Nur ein etwa 100—150 Meter breiter Streifen von Hauptbuntsandstein, eingeklemmt zwischen zwei sich bei Eschbach trennenden und bei Ransbach wieder vereinigenden Zweigen der vorderen Hauptverwerfungen, hat eine abweichende Lagerung, die örtlich wechselt. Das oligocäne Küstenconglomerat von Eschbach liegt östlich von der vorderen Hauptstörung und fällt mit 20° nach SO.; ebenso zeigen die Tertiärablagerungen von Ransbach und Birkweiler eine SO.-Neigung, und zwar in der Nähe des Gebirgsrandes und der Hauptstörungen eine grössere (10—15°) als gegen die Mitte der Rheinebene. Ueber die Lagerung der Liasmergel zwischen Birkweiler und Albersweiler

konnte ich keine genauen Beobachtungen machen, da in den mit einer starken Weinkultur und viel Schutt bedeckten Gehängen jeglicher Aufschluss mangelte. Die Gebirgsstücke von Keuper [1]) und Muschelkalk N. und S. Siebeldingen neigen ebenfalls nach SO., allerdings in nicht starkem Maasse (10° S. Siebeldingen).

Der regelmässig nach NW. geneigte Muldenflügel reicht trotz der Verwerfungen bis an den östlichen, vorderen Arm der Hauptstörung heran. Nur die Schollen der schmalen Vorbergreihe vom Triefenbach (bei Edenkoben) bis zum Speyerbach haben eine mehr oder minder starke Neigung nach O. und S., z. B. Werderplatz W. Edenkoben mit 25° nach OSO.; Heidelberg 1 Kilometer SSW. St. Martin mit 15° nach NO.; Kropfsburg SW. St. Martin (Oberer Buntsandstein) mit 30° nach SO.; Wetterkreuzberg WNW. Alsterweiler mit 17° nach SSW.; Hambacher Schloss mit 15° nach NO.; Geisspitz W. Mittelhambach mit 15° nach OSO.; Waldmannsburg S. Neustadt mit 10° nach OSO.; Vogelgesang N. Neustadt (Oberer Hauptbuntsandstein) mit 25 — 35° nach OSO. — SO. Die verschiedene Richtung der Neigung zeigt, dass das streifenförmige Gebirgsstück der Vorbergreihe wieder in einzelne Schollen zerfällt, deren jede im Allgemeinen einem Vorberg selbst eigen ist.

Die Bänke des entfärbten Unteren Hauptbuntsandsteins der Steinbrüche von Gimmeldingen und Königsbach neigen wieder regelmässig nach WNW. und NW., allerdings in stärkerem Maasse (3° — 5°) als üblich. Am Wallberg W. Deidesheim beginnt ein spitzkeilförmiges Bruchgebiet, (im Westen durch eine Linie Wallberg-Grethen, im Osten durch den Gebirgsrand begrenzt), welches durchweg in nach SO., O. und NO. fallende Schollen zerfällt. Die östliche Neigung gegen die Rheinebene herrscht vor. Am Abfall des Gebirges ist die Neigung stärker als gebirgseinwärts: Oberer Buntsandstein W. Forst mit 35°—40° nach OSO., nördlich des Odinsthales mit 30°—45° nach O.; Oberer Hauptbuntsandstein am Kämmersberg NW. Wachenheim mit 30° nach O.; das Hauptconglomerat oberhalb der Warte (Flaggenthurm) S. Dürkheim mit 45°

---

[1]) Ueber das Alter der Keuperbildungen bei Siebeldingen hat H. Thürach (Geognostische Jahreshefte für 1889, II. Cassel 1889) Näheres mitgetheilt.

nach O.; Steinbruch im entfärbten Hauptbuntsandstein W. Geiersburg bei Wachenheim mit 22⁰ nach O.; Steinbruch S. Grethen mit 16⁰ nach ONO.

Die sehr durch Verwerfungen zerstückelte Umgebung von Dürkheim zeigt in denjenigen Gebirgsstücken, welche dem Ostabfall benachbart sind, auch östliches Fallen (am Vigeliusthurm mit 30⁰ nach SO.), dagegen macht sich nördlich der Isenach schon ein stärkeres Bestreben, nach N. zu neigen, bemerkbar: Scholle des Ringmauer-Berges mit 5⁰ nach N.; Scholle oder Grabensenkung des Teufelsteins mit 35⁰ nach NW.; Oberer, entfärbter Hauptbuntsandstein W. und bei Leistadt mit 30⁰ nach NNO. (Vergl. Profile S. 50 und Kartenskizze S. 54.) Das ganze nach S. spitz zulaufende Gebirgsstück vom Peterskopf gegen Battenberg, Neuleiningen und Tiefenthal hat bis zu seiner W.-Grenze, an der Störung Hartenburg-Altleiningen-Wattenheim, eine geringe Neigung nach N.

Selbstverständlich sind die Schichten in der Nähe der Verwerfungen örtlich überall aus ihrer ursprünglichen Lage etwas verrückt, aber das hat immer nur für sehr geringe Strecken Giltigkeit. Meistens neigen sie an den Verwerfungen gegen den abgesunkenen Theil hin. Eine besondere Merkwürdigkeit darf hier nicht unerwähnt bleiben, gefalteter Buntsandstein. Beim Austritt eines kleinen Thälchens NW. Deidesheim beobachtet man unmittelbar am Abfall des Gebirges und sehr wahrscheinlich in unmittelbarer Nähe einer unter Löss und Abhangsschutt verdeckten starken Verwerfung einen mehrere Meter langen Durchschnitt durch eng gefaltete, dünne Sandsteinschichten des Oberen Hauptbuntsandsteins. Plumpe Bänke der unteren Abtheilung desselben würden schwerlich bei einem Seitendruck sich falten und so ist es wohl erklärlich, dass die Erscheinung in der Nähe von Verwerfungen, wo ab und zu beim Niedersinken der keilförmigen Gebirgsstücke ein gewisser Seitendruck zur Geltung gelangte, so selten ist. Ihre Gegenwart jedoch beweist, dass auch solche Kräfte beim Abbruch und Absinken thätig waren.

Ueber die Stellung der Verwerfungen im Raum lässt sich nur wenig Thatsächliches beibringen. Die in der Karte

niedergelegte Horizontalprojection drängt den Schluss auf, dass von einer erheblich schiefen Neigung der Verwerfungsflächen gegen die Wagrechte nicht die Rede sein kann; sie dürften sammt und sonders nahezu senkrecht stehen.

Nirgends konnten flach einfallende Störungsflächen oder gar Ueberschiebungen, wie sie beide in dem benachbarten Kohlengebirge und Rothliegenden ziemlich häufig sind, beobachtet werden. Freilich gehören auch besonders günstige Aufschlüsse dazu, um feststellen zu können, ob eine Verwerfungsfläche unbedingt senkrecht steht oder einen kleinen Winkel mit der Vertikalen bildet. Ob die hypothetischen Reflexionen von A. Andreae[1]) über das Einfallen der Rheinthalspalten bei den Rheinischen Störungen Geltung besitzen, vermag ich mit Sicherheit nicht zu entscheiden; jedenfalls ist mir keine Störungsfläche bekannt, bei welcher ich eine Neigung nach NW. zur Mulde hin vermuthen könnte. Soweit es mir möglich war, die Stellung der Verwerfungsflächen an steilen Abhängen zu erkennen, möchte ich eine senkrechte oder eine wenig von dieser abweichende, vom Gebirg gegen die Rheinebene geneigte Stellung für das Wahrscheinlichste halten. Auch bei den Westricher Störungslinien ist mir kein Fall bekannt, der auf eine von der senkrechten stark abweichende Stellung im Raum hindeutet. Diese Beobachtung und der Mangel an Ueberschiebungen unterscheidet die Natur der Bewegung und der ihnen zu Grunde liegenden Kräfte in unserem Gebiet von denjenigen des in steilere Mulden und Sättel gefalteten jungpalaeozoischen Saar-Nahegebietes.

## V. Mechanische und andere Veränderungen der Schichten.

Der Bruch der Schichten längs der Verwerfungen und ihr Niedersinken hatte eine Reihe von anderen Erscheinungen im Gefolge, welche uns in den Rutschflächen, ihren Gleitlinien, in der Zertrümmerung und in der Zerklüftung (Diaklasen) erhalten sind.

---

[1]) Verhandlungen des naturh.-med. Vereins zu Heidelberg. Neue Folge IV, 1887, 16—24.

Mit der Spaltenbildung im Zusammenhange stehen weiter Verkieselung und Entfärbung der Schichten, Bildung von Erzgängen, Einpressung eruptiver Magmen u. s. w. Alle diese Erscheinungen hier kurz anzudeuten, will ich im Nachfolgenden versuchen.

Rutschflächen gehören im Buntsandsteingebiet zu den häufigsten Funden. Es mag das allerdings z. Th. davon herrühren, dass in einer an Farbe, petrographischer Beschaffenheit u. s. w. einförmigen und mächtigen Schichtenreihe das Vorkommen eines weissen Sandsteinstückes mehr auffällt, als in abwechselungsreicheren Gebieten. Der Umstand, dass der 350 Meter mächtige Hauptbuntsandstein fast durchgängig, d. h. etwa zu 99 pCt., aus einem gleichmässigen, mittelkörnigen Sandstein besteht, war für die Häufigkeit von Rutschflächen besonders günstig, denn jede Bewegung in ihm musste auf ihrer ganzen Länge Sandstein an Sandstein reiben und daher überall Rutschflächen erzeugen. Es ist ferner einleuchtend, dass die Reibung festerer, harter Sandsteinbänke eher Rutschflächen erzeugt als diejenige mürber, lockerer Sandsteine. Im Unteren Hauptbuntsandstein ist die Erscheinung daher am häufigsten. Die Bewegung mächtiger Schieferthone an Sandsteinen würde nicht zur Bildung von Rutschflächen geführt haben.

Es ist eigentlich unnöthig, hier hervorzuheben, dass meine Untersuchungen an den in Rede stehenden Erscheinungen mich mit der von R. Brauns[1]) geäusserten Ansicht übereinstimmen lassen. Längs der Ebene der Spiegel geschah eine ausserordentlich feine Zertrümmerung, Pulverisirung der Quarzkörner, welche die rothe Farbe des Sandsteins in eine weisse verwandelte und sich je nach der Stärke und Dauer der Bewegung mehr oder minder weit in den Sandstein hinein erstreckt, in einigen Fällen bis 3 und mehr Centimeter. Die Zertrümmerung musste eine helle, lichte Farbe aus dem gleichen optischen Grunde erzeugen, wie rother Sandstein beim Pulvern ein nahezu weisses Mehl giebt.

Die Bewegung im Sandstein geschah nicht blos unmittelbar an der Hauptbruchfläche, sondern erstreckte sich von dieser aus

---

[1]) N. Jahrbuch f. Mineralogie u. s. w. 1890, I, 97, II, 190.

zu beiden Seiten derselben weit in den Sandstein hinein und zwar wurden in der Regel der Hauptbruchfläche parallele Rutschflächen in geringer oder grösserer Entfernung (bis zu 10 und 20 Meter) von ihr erzeugt. Aber nicht blos parallel der Verwerfung kamen untergeordnete Verschiebungen vor, sondern auch auf Flächen, die unter mehr oder minder spitzem Winkel von der Hauptstörung ausgehen, öfters sogar nach mehreren Richtungen, und es ist nicht allzu selten, dass in der Nähe starker Verwerfungen Sandsteinstücke mit Rutschflächen in mehreren sich durchkreuzenden Lagen gefunden werden. Die Stärke der Zertrümmerung wechselt dann wohl auch mit jeder Fläche und beweist, dass die Bewegung längs der verschiedenen Flächen verschieden stark war.

In manchen Fällen war es mir möglich, in Steinbrüchen breite Rutschflächen blossgelegt und anstehend zu finden und da zeigte es sich, dass auf den Spiegelflächen eine feine Schrammung, Liniirung durch zahlreiche parallele, meist sehr eng nebeneinander liegende, sehr wenig erhabene Rippen oder sehr wenig vertiefte Rillen erzeugt war. Die auf grossen (d. h. viele Quadratmeter fassenden) Flächen sich durchaus gleich bleibende Schrammung lässt mich schliessen, dass sie das Ergebniss der in der Richtung der Linien erfolgten Bewegung des Gleitens, Rutschens darstellt. Die einzelne Linie hört mitunter auf und es erscheint dann neben ihr eine andere. In keiner einzigen der von mir beobachteten, anstehenden Rutschflächen war eine lothrechte Richtung der Rutschlinien zu bemerken. Das ist vielleicht theilweise auf die Thatsache zurückzuführen, dass die von mir beobachteten Rutschflächen ausnahmslos nicht den eigentlichen Verwerfungsflächen, sondern den Nebenrutschungen angehörten, wie sie sich in der Nähe der Verwerfungen als Begleiterscheinungen häufig zeigen. Die Rutschlinien der anstehenden Flächen hatten im Allgemeinen eine geringe Neigung zur Wagerechten. Einige Beispiele mögen derartige Verhältnisse näher beleuchten.

In der dem Bahnhof Kaltenbach-Hinterweidenthal gegenüber blossgelegten, hohen Felswand im Unteren Hauptbuntsandstein bemerkt man viele kleine Verwerfungen, Nebenstörungen in NO.-Richtung (h. 3—$3^3/_4$), deren Rutschflächen Linien zeigen, welche

mit 10⁰ nach NO. neigen, und in dem in westlicher Nachbarschaft betriebenen Sandsteinbruch haben gleich gerichtete Verschiebungen Rutschlinien, die mit 5—10⁰ nach SW. neigen. Die Bewegung der Verwerfungsflügel erfolgte also im ersten Falle genau in entgegengesetzter Neigung zum Horizont wie im zweiten. Welcher Flügel sich im ersten Falle nach NO. zu abwärts oder im zweiten Falle nach SW. zu aufwärts bewegte, lässt sich aus der Richtung der Rutschlinien nicht ablesen. Am SO.-Abhange des Gerberberges bei Einmündung des Lindenberger Thales in den Speyerbach (O. Lambrecht) durchkreuzen 2 Richtungen den mit etwa 6⁰ nach SW. geneigten, zwischen 2 Störungen des westlichen inneren Armes der vorderen Hauptstörung eingeschlossenen, Unteren Hauptbuntsandstein und zwar eine Rutschfläche in NW. bis SO.-Richtung mit nach SO. schwach (5⁰) geneigten Schrammen und eine andere in SW.—NO. (h. 2) mit nach SW. unter 25⁰ geneigten Schrammen. Diese Bewegungen stehen mit dem gegen SO., gegen die mittelrheinische Ebene, erfolgten Abbruch des ganzen Gebirges im Einklang, im Besonderen entspricht auch der SW.-Neigung der Gebirgsscholle selbst die stärkere Neigung der Rutschlinien in dieser Richtung.

Eine sehr ausgedehnte Rutschfläche in OSO.-Richtung (h. $7^1/_2$) zeigte ein Steinbruch im entfärbten Unteren Hauptbuntsandstein am rechten Gehänge des unteren Madenthales etwa 1,5 Kilometer WSW. Deidesheim. Der Aufschluss liegt etwa 250 Meter von dem Hauptabbruch am Ostfuss des Hartgebirges entfernt und zeigt mit etwa 50⁰ nach OSO., also gegen die Rheinebene gerichtete Rutschlinien oder Schrammen.

Man verdankt A. Daubrée[1]) eine ausführliche Darstellung der Druckwirkungen, welche bei Verwerfungen im Gebirg, insbesondere im Tafelland durch die Lithoklasen uns erhalten geblieben sind. In seiner Abhandlung fehlt es auch keineswegs an einem Hinweis auf die Wichtigkeit der Diaklasen im Vogesensandstein (Hauptbuntsandstein) für die Oberflächengestaltung.

[1]) Synthetische Studien zur Experimental-Geologie. Deutsch von A. Gurlt. Braunschweig 1880. S. 270.

Daubrée's anregenden Schilderungen folgend, habe ich, soweit thunlich, die Richtung der den anstehenden Buntsandstein in regelmässiger und deutlich ausgesprochener Weise durchsetzenden Klüfte (Diaklasen) in ihrer Richtung festgelegt (Taf. IV) und dabei die Beziehungen zur Verwerfung zu verstehen gesucht. Diese Beziehungen entsprechen im Allgemeinen dem, was von dem französischen Forscher bereits mitgetheilt worden war. Durch die Störung im Schichtenbau wurde der Buntsandstein und insbesondere der Sandstein, weniger die Schieferthone, in eine ungeheure Zahl prismatischer Blöcke zerlegt, deren senkrechte Wandungen zumeist parallel der Verwerfung oder in einem mehr oder minder dem rechten sich nähernden Winkel (70—90°) zu ihr stehen. Ebenso regelmässig wie zu den Bruchflächen ist die Lage der Kluftflächen zu den Schichtflächen und zwar im Allgemeinen ziemlich senkrecht. War die Gebirgsscholle aus ihrer horizontalen Lage gebracht worden, so übte das auf den Verlauf der Kluftflächen wenig Einfluss; sie stehen auch hier senkrecht zur Schichtung. Dafür geben die guten Aufschlüsse am S.-Fuss des Zimmerberges in der Nähe der Waffenschmiede bei Pleisweiler (N. Bergzabern) genügend Bestätigung. Die Schichten des entfärbten Oberen Hauptbuntsandsteins fallen mit 35—40° nach SO.; die Klüfte streichen wie die Schichten SW.—NO. und fallen mit 50—60° nach NW. In dem von weitem aus der Rheinebene aus sichtbaren Steinbruch am Ringelsberg bei Frankweiler war während meiner Aufnahmen (1886) eine etwa 200 Meter lange und 30 Meter hohe Kluftfläche blossgelegt, welche dem östlichen, vorderen Arm der Hauptspalte unmittelbar benachbart und annähernd parallel etwa h. 1 und $1^1/_2$ gerichtet war. Der entfärbte Untere Hauptbuntsandstein fällt hier mit etwa 8° im Mittel nach SSW. und dieser Neigung entsprechend waren die quer zu der grossen Kluftfläche OSO. (etwa h. $7^1/_2$ bis 8) gerichteten Diaklasen mit etwa 70° nach NNO. geneigt.

An der Limburgallee SW. Dürkheim fällt der entfärbte Untere Hauptbuntsandstein mit 6—12° nach NO. Die ihn durchsetzenden Diaklasen verlaufen entweder h. 1 (N. 15° O.) und stehen alsdann ziemlich senkrecht, oder h. 7 (S. 75° O.), also ungefähr im

Streichen der Schichten, und diese Klüfte fallen mit 60—70° nach SSW. (S. 15° W.). Die zu der westlich benachbarten NNW.-Verwerfung scheinbar in keinerlei Beziehung stehenden Klüfte haben mit der am O.-Fuss des Ringmauerberges verlaufenden beträchtlichen NNO.-Störung (S. 54) parallele und senkrechte Richtung und scheinen durch sie in erster Linie beeinflusst zu sein. Thatsächlich ist diese Verwerfung in ihrer Sprunghöhe weit bedeutender als die westlich benachbarte.

Verwerfungen, Rutschflächen (Paraklasen)[1]) und Klüfte oder Diaklasen stehen in sehr enger Beziehung zu einander und unterscheiden sich in der angegebenen Reihenfolge durch ein immer geringer werdendes Maass der Bewegung. Die Verwerfung ist eine Bruchfläche, an welcher zwei Gebirgsstücke sich in der Ebene der Bruchfläche gegenseitig stark verschoben haben, bei der Paraklase ist eine Verschiebung in der Wagrechten oder Senkrechten ebenfalls noch erfolgt, indessen in einer hinsichtlich des Sinnes der Bewegung nicht mehr festzustellenden Weise und bei der Diaklase beschränkt sich die Bewegung auf eine Lösung des Zusammenhanges im Gestein ohne eine wahrnehmbare wagrechte oder senkrechte Verschiebung. Die Paraklase ist also eine echte Verwerfung; eine Unterscheidung von der Verwerfung hat daher wenig Sinn.

Klüfte oder Diaklasen häufen sich besonders in der Nähe starker Verwerfungen und werden hier häufig selbst zu Verwerfungen von untergeordneter Sprunghöhe (Paraklasen). Fast stets sind sie dann auch von Rutschflächen begleitet. In ausgezeichneter Weise war dies in einem Steinbruch am Schiesshaus bei Neustadt a. d. H. zu sehen. Die zwischen zwei starken Verwerfungen eingekeilte Scholle des entfärbten Unteren Hauptbuntsandsteins war durch eine Reihe senkrecht verlaufender Spalten und Sprünge in schmale hohe Streifen zerlegt, welche sich in der Nähe einer kleinen Nebenverwerfung in grosser Zahl wiederholten und drängten[2]).

---

[1]) Daubrée, a. a. O. 269.

[2]) Das kgl. Oberbergamt in München besitzt eine von mir aufgenommene Photographie dieses Aufschlusses.

Die enge Verwandtschaft der Klüfte und Verwerfungen wird ausserdem noch durch das spitzwinklige Ausstrahlen der Klüfte in der Nähe der Theilung oder Gabelung einer Verwerfung bewiesen. Der Verlauf der Verwerfungen und Klüfte nördlich und bei Wilgartswiesen giebt dafür einen Beleg. Man vergleiche ferner, was ich über die Deutung der Klüfte an der Limburgallee bei Dürkheim gesagt habe (S. 69).

Klüfte und Rutschflächen beschränken sich in ihrem Vorkommen im Wesentlichen auf die sandsteinartigen Ablagerungen besonders im Hauptbuntsandstein und in den Sandsteinen der oberpermischen Röthelschiefer, sie fehlen oder sind undeutlich in den thonigen und kalkigen Ablagerungen. Das lässt darauf schliessen, dass zu ihrer Entstehung das Gestein eine gewisse Sprödigkeit oder Elasticität besitzen musste, dass dagegen die Dehnbarkeit und eine gewisse Plasticität der Bildung der Diaklasen hinderlich waren.

Von welchem Einfluss die Klüfte auf die Thalrichtungen und die Oberflächengestaltung im Kleinen waren, werde ich weiter unten noch besprechen.

Zu den chemischen Veränderungen und zu Neubildungen, welche der Bildung der Bruchlinien mittel- oder unmittelbar ihre Entstehung verdanken, rechne ich die Entfärbung des Buntsandsteins und der Röthelschieferstufe am Ostrand des Hartgebirges. Ueber diese Erscheinung habe ich bereits an anderer Stelle [1]) mich des Näheren ausgelassen, ich kann daher hier davon absehen.

An dem Rücken südwestlich der Geiersburg bei Wachenheim gegen Odinsthal zu lagern zahlreiche Blöcke eines hellgelben, quarzitischen Sandsteins, wahrscheinlich dem Oberen Hauptbuntsandstein oder dem Oberen Buntsandstein angehörig, und in einem Steinbruch links beim Austritt des Margarethenthales aus dem Gebirg W. Forst zeigt sich in der Nähe einer SSW.—NNO.-Störung eine dicke Bank des Oberen Buntsandsteins stark ver-

[1]) Ueber den Buntsandstein im Hartgebirge. Geogn. Jahreshefte für 1888. Kassel 1889, S. 51.

kieselt. Beide Vorkommen mögen den Verwerfungen ihre Entstehung verdanken und sind insofern nichts Auffälliges, als wir Verkieselungen nach dem Einbruch der Rheinthalsenkung im jüngern Tertiär vielfach kennen.

Ich stehe nicht an, das der oben besprochenen Oertlichkeit benachbarte Vorkommen von eingepresstem (intrusivem) Limburgit bei Odinsthal W. Forst (Pechsteinkopf) den Gebirgsstörungen zuzuschreiben. In der Nähe des Basaltvorkommens trifft eine aus dem untern Odinsthal über den Hof gegen die Westgrenze des Limburgites gerichtete SW.—NO.-Störung mit einer der N.—S.-Störungen Dürkheim-Königsbach zusammen und die ausserordentlich verworrene Lagerung gewisser kleiner Schollen vom Oberen Buntsandstein am West- und Nordrand des Basaltes lassen vermuthen, dass hier durch Kreuzung von Bruchlinien ein Eruptionskanal entstehen konnte, in welchen das Limburgitmagma eingepresst wurde.

Die von den Verwerfungen abhängigen Erzgänge haben bereits oben kurze Erwähnung gefunden. An zahlreichen Stellen haben sich insbesondere oxydische Eisenerze in den Verwerfungsspalten oder in ihrer Nähe eingestellt. Vielleicht kann ich an einer anderen Stelle dem bereits Gesagten noch Einiges hinzufügen.

## VI. Die Entstehung des Gebirges.

Ueber die Entstehung der Vogesen und damit auch der mittelrheinischen Tiefebene sind bereits eine ganz stattliche Anzahl von Thatsachen gesammelt und von berufener und unberufener Seite Gedanken veröffentlicht worden. Die genialen Ideen von E. Süss über das Antlitz der Erde haben die Frage der mittelrheinischen Senkung aufs Neue in den Bereich der wissenschaftlichen Besprechung gezogen und sehr fruchtbringend und fördernd gewirkt. Vieles hatte vor ihm schon Elie de Beaumont zur Aufklärung der Frage geleistet. Soweit die Altersfrage des Einbruches der Rheinebene in Betracht kommt, verdanken wir E. W. Benecke den sicheren Nachweis des tertiären Alters der Störungsepoche, den für unser

Gebiet schon Laspeyres 1867 (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1867, XIX, 887) wahrscheinlich gemacht hatte.

Noch immer aber bleiben Hauptfragen zu lösen: sind Vogesen und Schwarzwald im Vergleich zum Pariser und Schwäbischen Becken beim Abbruch der letzteren stehen gebliebene Gebirgsrücken (Horste) oder haben beide eine vertikale Bewegung von unten nach oben gemacht, wodurch für das heutige Verhältniss dieser Gebirge zu den beiderseitigen Becken die gleiche Wirkung erzielt worden wäre.

Den wesentlichsten Beitrag für die Lösung müssen hier die Bruchlinien liefern. Wir haben nun auf der Vogesenseite scheinbar mehr Anhaltspunkte zur Beurtheilung der Störungsfragen als auf dem rechtsrheinischen Ufer. L. van Werveke hat den Erläuterungen zur Uebersichtskarte von Deutschlothringen die bisher festgestellten Störungslinien des Gebietes beigegeben, ebenso besitzen wir für die südlicher gelegenen Theile des französischen Gebietes schon eine Reihe ins Einzelne gehender Karten der französischen Geologen. Am Ostabfall des Gebirges gegen die Rheinebene zu ist noch verhältnissmässig wenig Thatsachen-Material in die Oeffentlichkeit gebracht worden, immerhin bin ich in der Lage, durch die Aufnahmen E. W. Benecke's bei Weissenburg i. E. die unmittelbare, südliche Fortsetzung der rheinischen Bruchlinien und durch diejenigen von E. Schumacher der lothringischen anschliessen zu können. Den für die Deutung ausserordentlich wichtigen, weiteren südlichen Verlauf der Störungen gegen das südliche Lothringen hin zum Westabfall der krystallinen und triadischen Vogesen (Départements des Vosges, Meurthe et Moselle) müssen wir noch entbehren. Das ist nicht blos für die Deutung der lothringischen Verwerfungen hinderlich, sondern auch der rheinischen, soweit sie die unmittelbare Fortsetzung des ausbuchtenden Abbruchgebietes von Niederbronn-Buchsweiler-Zabern bilden [1]).

Die Schwierigkeiten für eingehende Deutungsversuche erscheinen also noch zu gross und zwingen von letzteren abzusehen.

[1]) »Pfalzburger Mulde« nach L. van Werveke (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1892, XLIV, 577.

Dagegen will ich es versuchen, in Kürze auf die Gesichtspunkte hinzuweisen, welche für die Entstehung des Gebirges von Bedeutung sein können.

Bei der Betrachtung unseres Gebietes scheint es mir nothwendig, zwei Dinge auseinanderhalten zu müssen, die N. 60° O. gerichtete Mulde von Nancy-Saargemünd-Grünstadt einschliesslich des Sattels [1]) von Buschborn-Remilly und den etwa N. 20° O. gerichteten Abbruch gegen die Rheinebene oder deren Richtung selbst.

Betrachten wir zunächst die Verbindung der Mulde mit dem Pariser Becken. Ihre Fortsetzung nach S. habe ich eben bis gegen Nancy hin gezogen. Bis etwa in diese Gegend lässt sich eine Ausbuchtung der Jura- und Keuperschichten vom Rand des Beckens nach NO. durch die Liasvorkommen von Gross-Tännchen und bei Chateau-Salins verfolgen. Ueber Nancy nach SW. hinaus kann von einer Verlängerung der Mulde nicht mehr die Rede sein, denn hier schneiden sich etwa die beiden Streichrichtungen der mesozoischen Schichten des Pariser Beckens, die NO.- und NW.-Richtung. Wohl aber ist in der ersteren, der NO.—SW.-Richtung, weiter nach S. der SO.-Muldenflügel noch zu erkennen. Denn die Schichten streichen von Nancy aus am W.-Rand der Südvogesen vorbei über das Plateau de Langres bis zum Morvan immer noch in der gleichen Richtung SW.—NO. Hier theilt sich dasselbe am Archäischen Gebirg des Morvan in eine mehr südliche und eine mehr westliche Richtung.

Der NW.-Flügel der Mulde dürfte sich, wie gesagt, etwa bis in die Nähe der Mosel im Streichen verlängern lassen. An ihn schliesst sich der ziemlich gleichgerichtete Sattel Buschborn-Remilly (Servigny) nordwestlich an, der seinerseits nach Luxemburg in die Triasmulde der Trierer Gegend überzugehen scheint. Längs der oberen Maas hat das Mesozoicum ein SO.—NW.-Streichen und daher hat der NW.-Flügel der pfälzischen Triasmulde nach Lothringen zu nicht die Länge wie der SO.-Flügel.

Der N. 20° O. gerichtete Abbruch gegen die Rheinebene berührt nur den letztgenannten Muldenflügel und zwar bildet diese Rich-

[1]) G. Meyer, Erläuterungen zu Blatt Lubeln. Strassburg 1889, S. 2.

tung der Bruchlinien mit der Streichrichtung einen Winkel von etwa 30—40°. Dies gilt indess nur für den nördlichen Theil des Hartgebirges. Der südliche wird von Störungen durchsetzt, deren Richtung dem Streichen der Mulde ziemlich gleichläuft. Diese Störungen, welche eigentlich deswegen mit den lothringischen vereinigt werden müssen, scheinen ihren Weg vom Westabfall der krystallinen Vogesen über Saarburg i. L. zum Bruchgebiet Zabern-Buchsweiler-Niederbronn zu nehmen, dessen spitze Form dem Schnitt dieser Bruchlinien mit denjenigen des Abbruches gegen die Rheinebene ihren Ursprung verdankt.

Würde der Abbruch längs der Rheinebene nicht erfolgt sein, so dürfte man den SO.-Flügel der Triasmulde bis weit in die Rheinebene hinein fortsetzen, und erst das östliche und südöstliche Fallen der Trias am Schwarzwald zwingt, an die SW.—NO. streichende lothringisch-pfälzische Mulde einen ebenso streichenden Sattel anzuschliessen, dessen Axe (Antiklinale) nicht ganz mit der Längsrichtung der Rheinebene zusammenfiele, sondern gegen diese um etwa 30° nach O. gedreht wäre. Eine genaue Lage der Sattelaxe lässt sich aus den Karten nicht herauslesen, aber man kann sich ihren beiläufigen Verlauf vielleicht in einer Linie von der Südspitze der Vogesen bis zum östlichen Odenwald denken [1]).

Es wirft sich nun die Frage von selbst auf, sind die mesozoischen Schichten ursprünglich in dieser Form abgelagert worden oder sind die lothringisch-pfälzische Mulde und der mittelrheinische Sattel spätere Formveränderungen der Erdoberfläche.

Treten wir zunächst dem ersten Fall näher. In einem Querschnitt durch Mulde und Sattel würde z. B. das Hauptconglomerat des Buntsandsteins vom Muldentiefsten bei Schopp in etwa 450 Meter

[1]) L. van Werveke (a. a. O. 577) zerlegt den Sattel, soweit er sich auf die Vogesen erstreckt, wieder in 2 Gewölbe, dasjenige der Vogesen im Süden und dasjenige der Hart im Norden, beide getrennt durch die Pfalzburger Mulde. Er setzt dabei die lothringisch-pfälzische Mulde mit jener von Pfalzburg in eine Parallele. Ob diese in der That eine Mulde und nicht eine Grabensenkung darstellt, war mir aus den bisherigen Karten nicht ersichtlich. Die Auffassung van Werveke's hindert jedenfalls die Annahme eines mittelrheinischen Gewölbes (Sattels) in keiner Weise, sie bestätigt vielmehr dessen Vorhandensein, indem sie dasselbe in zwei zerlegt.

nach SO. gegen den Sattel hin am Rehberg bei Annweiler bis in etwa 650 Meter Höhe ansteigen[1]). Gegen die Sattelaxe, die nach obiger Voraussetzung und in der SO.-Fortsetzung des Querschnittes etwa am W.-Abfall des Schwarzwaldes bei Baden liegen müsste, dürften wir wohl ein weiteres Ansteigen des Hauptconglomerates um 200 Meter annehmen. Der gesammte Höhenunterschied zwischen Sattellinie und Muldenlinie betrüge also etwa 400 Meter auf eine Entfernung von 60—70 Kilometer, gewiss eine sehr flache Wölbung. Ich glaube die Versicherung nicht nöthig zu haben, dass diese Zahlen keinen Anspruch auf unbedingte Zuverlässigkeit machen, sie sollen nur im Allgemeinen zeigen, mit welchen Werthen man es hier etwa zu thun haben könnte. Natürlich muss es sich in Bezug auf Höhenunterschiede zwischen Mulden- und Sattelaxe bei ein- und derselben Schicht in den Südvogesen um weit höhere Beträge handeln[2]).

Ueber die Möglichkeit einer ursprünglich sattelförmigen Ablagerung der mesozoischen Schichten habe ich kein sicheres Urtheil, wohl aber möchte ich Zweifel ausdrücken, ob bei dieser sattelförmigen Ablagerung die Aehnlichkeit und Uebereinstimmung der Schichten auf beiden Seiten der Rheinebene so gross wäre, wie sie thatsächlich ist[3]). Andere Umstände machten es jedoch wahrscheinlich, dass Sattel und Mulde secundäre Formen der Lagerung sind. Wenn wir auch von dem nach der Sattelbildung erfolgten Einbruch der Rheinebene absehen, so zwingen uns doch die Störungen in der Mulde und in der Verlängerung ihres SO.-Flügels gegen Centralfrankreich hin, weiter auch eine gewisse Aehnlichkeit mit dem Bau der Luxemburg-Trierer Triasmulde, deren Bildung wohl allgemein als secundär angesehen wird, zu der Anschauung, dass Mulde und Sattel nach Ablagerung der mesozoischen Schichten entstanden sind.

---

[1]) Die Höhe des Rehberges ist 579 Meter; sie reicht bis an das Hauptconglomerat heran, dessen wahre Lage sich aber mit Rücksicht auf eine das Querprofil schneidende Verwerfung auf 650 Meter etwa erhöhen müsste.

[2]) Auch L. van Werveke bestätigt, dass das Gewölbe der Hart flacher als dasjenige der Vogesen ist (a. a. O. 579).

[3]) Kilian hält (N. Jahrb. f. Min. 1889, I, 86) für möglich, dass »ein schwaches Gewölbe schon im Palaeozoicum« bestanden habe.

Die SW.—NO.-Richtung der Mulde und des Sattels können beeinflusst sein durch das Streichen des rheinischen Schiefergebirges, sind vielleicht aber auch nur ein schwacher Ausdruck der SW.—NO. gerichteten Faltung des Schweizer Jura.

Aus der geologischen Karte des westlichen Frankreiches lässt sich erkennen, dass von der zuerst SO.—NW., dann S.—N., dann endlich SW.—NO. erfolgten, ausserordentlich engen Umbiegung der Westalpen Störungen in das Mittelgebirge des westlichen Frankreichs, die Cevennen u. s. w. tangential ausstrahlen oder auch dem Streichen der benachbarten alpinen Schichten parallel laufen. In den Süd-Cevennen sieht man OSO.—WNW. und SW.—NO. laufende Störungen, weiter nördlich im Charolais-Gebirge und Côte d'Or meist solche von SSO.—NNW. und S.—N.-Richtung und gegen die Vogesen zu und längs ihrem W.-Abfall streichen die Schichten und Störungen mehr SW.—NO. Diese Thatsachen scheinen mir einer gewissen Beachtung werth, wenn man die Entstehung und die Richtung der lothringisch-pfälzischen Mulde und des ihr angeschlossenen mittelrheinischen Sattels erklären will. Die engere Faltung und Störung des Jura der Nordschweiz hätte allerdings erst nach dem den S.-Rand des Schwarzwaldes und der Vogesen verbindenden Querabbruch des oberrheinischen Sattels erfolgen können.

Weiter diesen hypothetischen Erörterungen zu folgen scheint unangebracht, will man den Boden der Thatsachen nicht unter den Füssen verlieren.

Alles dies bezieht sich nun keineswegs auf den Einbruch der Rheinebene. Die Ursachen dieser Erscheinung wurden bisher auf eine befriedigende Weise noch nicht zu erklären versucht. Es ist möglich, dass die Richtung des mittelrheinischen Grabens durch den Ostabfall des rheinischen Schiefergebirges, durch die mitteldeutschen Gebirge mitbedingt, vielleicht älteren Bruchlinien gefolgt ist, vielleicht darf man aber auch nur eine aus den Westalpen kommende, mehr oder minder schief zum Streichen gerichtete Querverwerfung für die Bildung des Grabens verantwortlich machen, ähnlich wie etwa mitteldeutsche Grabensenkungen zuweilen nur der Gabelung einer Hauptstörung und dem Einbruch

des zwischen ihnen eingeschlossenen Streifens ihre Entstehung verdanken. Ich möchte nicht unterlassen hier darauf hinzuweisen, dass nach G. STEINMANN die Hauptstörungslinien des mittelrheinischen Abbruches den Verlauf der nordschweizerischen Faltenzüge des Jura bestimmt haben und der Faltung vorausgegangen sind[1]). Die Beziehungen der rheinischen Störungen zu den Alpen sind für die Lösung der Frage von grösster Wichtigkeit.

Ausser den beiden im Vorhergehenden besprochenen Möglichkeiten über die Natur der lothringisch-pfälzischen Mulde ist noch eine andere zu berücksichtigen, ich meine die Möglichkeit, dass etwa die Mulde am mittelrheinischen Sattel, an dem Rheingewölbe abgebrochen und also später als dieser entstanden sein könnte. Ein derartiger Vorgang müsste beiläufig zu ähnlichen Ergebnissen führen, wie sie E. SUESS in seinem genialen »Antlitz der Erde« in den Begriffen Vogesenhorst und Senkungsgebiet des Pariser Beckens festgelegt hat. Ob das letztere staffelförmig an den Vogesen abgebrochen ist, dafür liegen sichere Anhaltspunkte nicht vor. Die in der älteren Literatur von E. DE BEAUMONT behauptete Abbruchslinie längs des Westabfalles der Vogesen ist, wie E. SCHUMACHER und ich nachgewiesen haben, nicht vorhanden. Die von L. VAN WERVEKE aus Deutschlothringen angegebenen Störungslinien deuten ebenfalls nicht auf einen SO.—NW. gerichteten staffelförmigen Abbruch des Mesozoicum am Palaeozoicum längs der Saar hin, denn es fehlen dazu die einen solchen Abbruch ermöglichenden Verwerfungen, wohl aber machen sie den Mulden- und Sattelbau zwischen Ardennen und Mittelrheinebene verständlich.

Die lothringisch-pfälzische Mulde kann, wie die auf der beigegebenen Kartenskizze eingetragenen Bruchlinien zeigen, nicht an dem NNO. gerichteten Vogesenhorst abgebrochen sein. Es fehlen ähnlich gerichtete Verwerfungen, deren NW.-Flügel abgesunken wäre. Wohl aber sind einige Störungen vorhanden, welche mit ihrem N. 60° O.-Verlauf einen staffelförmigen Abbruch gegen die Synklinale im SO.-Flügel der Mulde bewirken. Im NW.-

[1]) Berichte der naturforsch. Ges. zu Freiburg i. B. 1892, VI, Heft 4, S. 8.

Flügel fehlen derartige Störungen auch nicht, denn wir haben gesehen, dass die Trias längs des sog. Hauptsprunges von Saarbrücken gegen Neunkirchen hin um mehr als 100 Meter abgesunken ist, und was in diesem Flügel nicht durch staffelförmige Abbrüche erreicht wurde, brachte die stärkere Neigung des Muldenflügels zu Stande.

Wenn wir den zweifellos staffelförmigen Abbruch des Mesozoicum gegen die Rheinebene und die daraus entstandenen rheinischen Bruchlinien betrachten, wenn wir diese ganze Erscheinung weiter mit dem Verlauf der lothringischen Störungen und dem mit jeder einzelnen Verwerfung wechselnden Sinn des Abbruches — es sind Rücken und Gräben — ins Auge fassen, dann wird man gewiss der Anschauung Raum geben, dass beide Spaltensysteme nicht ein- und derselben Ursache entsprechen können, dass die lothringischen Verwerfungen im Ganzen genommen weder einen staffelförmigen Abbruch gegen das Pariser Becken, noch gegen die eigene Mulde, noch gegen den Vogesenhorst bezeugen.

Die bis in die Nähe des O.-Abfalles der Nordvogesen beibehaltene NW.-Neigung der gegen die Rheinebene staffelförmig abgesunkenen Gebirgsstücke deutet darauf hin, dass die Aufmuldung des Mesozoicum in unserem Gebiet dem Absinken gegen die Rheinebene voranging und es liegt nahe, sie mit der früher besprochenen Bildung des mittelrheinischen Sattels in Beziehung zu bringen.

Die stärkere Neigung des NW.-Flügels der Mulde würde bedingen, dass auch hier eine Hebung desselben längs des Kohlengebirges und Rothliegenden an der Saar und im Westrich erfolgt sei, eine Aufsattelung, welche dem Sattel Remilly-Servigny-Buschborn in Lothringen entspräche. Die Muldenform wäre alsdann das Ergebniss zweier benachbarter, parallel verlaufender Aufsattelungen und die zahlreichen SO.—NW. gerichteten, lothringischen Verwerfungen müssten mit der Sattelbildung in Beziehung gebracht werden. Sie bezeugten alsdann nur, dass bei der Aufsattelung nicht das ganze Gewölbe quer zu seiner Achse gleichmässig in die Höhe ging, sondern sich starke Quersprünge in den Gewölbeschenkeln gebildet hätten.

Im Anschluss hieran möchte ich darauf hinweisen, dass auch L. VAN WERVEKE[1]) zu der Annahme gelangt, das Hart- und Vogesengewölbe, die Pfälzer und Pfalzburger Mulde seien älter als die mittelrheinische Grabensenkung. Wir müssten uns also vorstellen, dass vor ihrer Bildung vom Schweizer Jura nach N. drei Mulden[2]) und zwei Sättel, deren Axen SW.—NO. bis WSW.—ONO. gerichtet waren, die Alpen vom linksrheinischen Palaeozoicum getrennt haben, dass sich dann zeitlich später der Einbruch des mittelrheinischen SSW.—NNO.-Grabens und an diesen angeschlossen die engere Faltung des nordschweizer Jura und die Ueberschiebungen[3]) am S.-Rand der Juraketten auf den Jura im Süden des Schwarzwaldes vollzogen.

Ob eine derartige Bewegung vor sich gegangen sein kann, müssen weitere Untersuchungen lehren. Meine hypothetischen Auffassungen laufen auf eine Aufwölbung eines mittelrheinischen Sattels und darnach erfolgten Einbruch der Rheinebene hinaus. Sie nähern sich also in einiger Beziehung der von É. DE BEAUMONT aufgestellten und neuerdings von A. DE LAPPARENT u. A. vertheidigten Hypothese. Dass der Hauptact der Aufwölbung nicht, wie die beiden Autoren glauben, in die Triaszeit fallen kann, sondern jünger als der Jura sein muss, scheint mir unzweifelhaft festzustehen.

Das von É. DE BEAUMONT für den Einbruch des Grabens der mittelrheinischen Tiefebene gewählte Bild vom Einsinken des Schlusssteines im Gewölbe hat in seiner Gesammtheit mit dem thatsächlichen Einbruch mancherlei für sich. Als Schlussstein könnte man nur den der heutigen Mittelrheinebene entsprechenden Gewölbestreifen der Antiklinale betrachten. An ihn schlösse sich links und rechts ein staffelförmiges Nachrutschen der benachbarten Gewölbesteine, indem diese indess ihre Lage gegen den Gewölbe-

---

[1]) Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. 1892, XLIV, S. 579.

[2]) Den nach KILIAN muldenförmigen Bau der Gegend von Belfort und Montbéliard zwischen dem Schweizer Jura und den Vogesen mitgerechnet.

[3]) STEINMANN, a. a. O.
MÜLLER, Verhandlungen der naturforsch. Ges. in Basel 1879, VI, S. 408.

mittelpunkt nicht veränderten, wohl aber ihre Entfernung von demselben verringerten. Die Vorstellung ist aber insofern mit den im Vorhergehenden angenommenen Mulden und Sätteln nicht in Einklang zu bringen, als deren Streichrichtung um etwa 30—40° gegen die Richtung des Mittelrheinischen Grabens nach O. abweicht. Der Graben schneidet also die Mulden und Sättel unter spitzem Winkel und kann daher nicht mit dem Einbruch des Gewölbeschlusssteines verglichen werden.

Im SO. unseres Gebietes, bei Bergzabern, wird die Gesetzmässigkeit im Abbruch durch Bruchlinien geändert, welche über den von ihnen erzeugten Abbruch Wingen-Niederbronn-Ingweiler nach SO. verlängert aus der Gegend von Lunéville herzurühren und damit den lothringischen Spalten anzugehören scheinen. Diese SW.—NO. (oder N. 50—60° O.) laufenden Verwerfungen haben nach ihrem Zusammentreffen[1]) mit den NNO. gerichteten rheinischen Bruchlinien ein sehr verwickeltes Durcheinander von Gebirgsschollen geschaffen, deren Form und Einfallen nach SO. mehr von den lothringischen als von den rheinischen Verwerfungen beherrscht zu werden scheint.[2])

Die oben mitgetheilten Rutschflächen, Diaklasen u. s. w. beweisen, dass auch ein gewisser Druck zur Seite an vielen Stellen beim Niedersinken geäussert wurde und zwar nicht blos senkrecht zu den rheinischen Verwerfungen, sondern auch in spitzem Winkel zu denselben. Indess können das nur nebensächliche Wirkungen gewesen sein.

Die bei Dürkheim und weiter bei Altleiningen, Wattenheim und Göllheim abzweigenden NW.-Verwerfungen sind quer zur

---

[1]) Man vergleiche hierüber das von E. W. Benecke in dessen geol. Uebersichtskarte von Elsass-Lothringen (Strassburg 1892) zur Darstellung gebrachte Verwerfungsnetz des nördlichen Unter-Elsasses.

[2]) Es scheint ausgemacht, dass die Jurasenkung von Langenbrücken rechts des Rheines von den gleichen, lothringischen Störungen bedingt ist, wenigstens finden wir auch hier NO.-Streichen, SO.-Einfallen der Schichten und SW.—NO.-Verlauf der Störungen neben rheinischem Verlauf Sind diese Dislocationen die Aeusserungen der gleichen Ursache wie derjenigen bei Niederbronn, Wingen, Bergzabern u. s. w., dann müssen, wie es auch im übrigen Gebiet den Anschein hat, die lothringischen SW.—NO.-Spalten älter als die rheinischen sein. Vergl. L. van Werveke a. ang. Ort.

Mulde gerichtet und verursachen einen Abbruch derselben gegen das Mainzer Becken. Es ist indess nicht undenkbar, dass der W.-Rand des Mainzer Beckens Grünstadt-Göllheim-Kirchheimbolanden-Kreuznach Senkungen zuzuschreiben ist, welche vor den rheinischen Störungen stattfanden.

Das in Rede stehende Gebiet war der Schauplatz einer Anzahl von Gebirgsstörungen in den verschiedensten Erdperioden: nach Schluss der Kulmzeit, nach Ablagerung der Tholeyer und vor Ablagerung der Söterner Schichten, während und gegen Schluss des oberen Perm oder vor Bildung des Hauptbuntsandsteines, ferner in der Periode zwischen Jura und Oligocän, endlich während des Mitteloligocäns bis zur jüngeren Tertiärzeit. Mit jedem Störungsact wurde die Grenze zwischen Festland und Wasser verändert und ungleichförmige und übergreifende Lagerungen (Discordanzen und Transgressionen) hervorgerufen. Der Versuch, die den einzelnen Störungsepochen entsprechenden Wirkungen auseinander zu halten, begegnet grossen Schwierigkeiten und hat daher nicht viel mehr als hypothetischen Werth. Immerhin sind wir z. B. in der Lage, das Alter einer Reihe von Störungen im oberen Carbon und Perm an der Blies und Nahe zu bestimmen.

Die mit dem Mulden- und Sattelbau und der mittelrheinischen Grabensenkung in Beziehung stehenden Bruchlinien sind in ihrer Gesammtheit nicht unschwer zu unterscheiden von den ältern, schwierig jedoch ist es schon, die bedeutenden Störungen auseinander zu halten, welche am Schluss des Unter-Rothliegenden, der Tholeyer Schichten, und während und gegen Schluss des oberen Perms gebildet wurden. Was darüber bisher im linksrheinischen Saar-Nahe-Gebiet bekannt ist, kann ich vielleicht an einer andern Stelle erörtern.

## VII. Die Oberflächengestaltung der pfälzischen Nordvogesen.

Zum Schluss will ich noch auf die Oberflächengestaltung des Gebietes eingehen, soweit diese mit der Lagerung der Schichten und deren Störungen in Beziehung steht.

Ein Blick auf die Karte lehrt, dass eine Erscheinung mit dem Bau des Gebirges in besonders engem Zusammenhang steht, das ist der Ostabfall des Gebirges gegen die Rheinebene. Sein Vorhandensein und sein Verlauf ist bedingt, wie schon H. Laspeyres [1]) hervorhebt, durch eine oder mehrere enggedrängte, ziemlich gleichlaufende Verwerfungen mit bedeutender Sprunghöhe (bis zu 1000 Meter). Am schärfsten ist die Uebereinstimmung, wo der SO.-Muldenflügel und besonders der widerstandsfähige Untere Hauptbuntsandstein bis an den Abfall heranreicht und hier wird auch dem Nichtfachmann der auf viele Kilometer geradlinige und steile Abfall des Gebirges auffallen. In den nach SO. geneigten Gebirgsstücken der Bergzaberner Gegend wird durch eben diese Neigung ein weit allmählicherer Uebergang in den Böschungsverhältnissen von der tertiären Stufenlandschaft zu den Buntsandsteinhöhen geschaffen. Die zwischen den eng nebeneinander verlaufenden Störungen eingeschlossenen, streifenförmigen Gebirgsstücke bilden vielfach niedrige Vorberge, besonders dann, wenn ihre Gesteine über Tag der Abtragung länger Widerstand leisten konnten als die der tertiären oder diluvialen Nachbarschaft. Solche Stufen oder Vorberge heben sich zwischen Ludwigshöhe und Neustadt a. d. Hart sehr deutlich ab im Kiefernberg (Werderplatz), Kropsburg, Wetterkreuzberg, Hambacher Schloss, Heidelberg, Häuselberg, Waldmannsburg und Vogelgesang. Besonders scharf ist der Ostabfall zwischen Hart und Deidesheim und hier wieder vor Allem bei Gimmeldingen und Königsbach. Das hat seinen Grund in der ausserordentlich gleichmässigen Beschaffenheit des den Abfall bildenden bankigen und ziemlich harten, Unteren Hauptbuntsandsteins. Weiter nördlich bringen eine Reihe von Störungen weichere Schichten des Oberen Hauptbuntsandsteins und Oberen Buntsandsteins mitunter noch dazu mit starker östlicher Neigung, an den Abfall und dieser nimmt alsdann eine ausgeglichenere, flache Böschung an. Den beträchtlichsten Abfall (270 Meter etwa) hat man pfälzischerseits an der Madenburg bei Eschbach und zwar

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1867, XIX, S. 918.

durch die oberpermischen Röthelschiefer und Sandsteine und den Unteren Hauptbuntsandstein gebildet.

Wäre der Abbruch längs des Ostabfalles des Hartgebirges ein annähernd plötzlicher oder in einer kurzen Spanne Zeit entstanden, dann hätte der Ostabfall und die Verwerfungskluft selbst ein und dieselbe Fläche bilden müssen. Etwas Aehnliches scheint H. Laspeyres im Auge gehabt zu haben, wenn er (a. a. O.) die nach O. einfallende Verwerfungskluft und den Abfall selbst mit einander vergleicht.[1] Die Höhe einer solchen Verwerfungsfläche über Tag entspricht der Sprunghöhe der Verwerfung. Der heutige Abfall ist durch allmähliche Verebnung und Erzeugung des natürlichen Böschungswinkels der ihn bildenden Gesteine aus der Verwerfungsfläche zum grösseren Theil selbst hervorgegangen, auch wenn der Abbruch kein plötzlicher, sondern, wie es wahrscheinlicher ist, ein allmählicher war.

Die Bildung einer steilen Abbruchfläche des Gebirges gegen eine beckenartige Niederung (Rheinebene) musste nothwendigerweise den Lauf der Wasserrinnen gänzlich verändern. Bestand an Stelle der Rheinebene der mesozoische Sattel, so werden die fliessenden Gewässer ihren Weg nach dem Pariser Becken genommen haben. Durch die Bildung der Rheinebene schufen sich hier neue Linien gegen deren Tiefstes und diese Wasserrinnen mussten sich allmählich nach rückwärts in den Abfall des Gebirges und in dieses selbst eingraben oder nach rückwärts vertiefen. Einer anderen Ursache können die zahlreichen mehr oder minder senkrecht[2] zur Längsachse der Rheinebene stehenden und kurzen, tief eingeschnittenen Gebirgsthäler nicht gut zugeschrieben werden. Dies gilt ganz allgemein für alle zum Rhein gerichteten Thalungen

---

[1]) Das Einfallen der Kluft ist von Laspeyres mit 60—70° wohl etwas zu niedrig gegriffen. Da dieselbe meist durch Abhangschutt an den Gehängen verdeckt ist, lässt sich nichts Genaues sagen. Die Projection der Verwerfung über Tag in der Karte lässt meist auf eine nahezu senkrechte Stellung schliessen, z. B. bei Neustadt.

[2]) Die Senkrechte auf den Abfall des Gebirges gegen die Rheinebene war die Linie des grössten Gefälles.

der Wieslauter, des Erlen-, Kling- und Kaisersbaches, der Queich, des Hain-, Moden-, Triefen-, Hütten-, Speyer- und Mussbaches, des Wachenheimer- und Poppenthales, der Isenach, des Eck- und Eisbaches [1]).

An der allgemeinen Richtung und am Vorhandensein dieser kurzen Thäler sind Gebirgsbau, Lagerung u. s. w. unschuldig. Die einzelnen Thalstücke dagegen können Beziehungen zur Lagerung, zum Verlauf von Störungen und Diaklasen keineswegs verläugnen. Insbesondere die aus den Gebirgsstörungen hervorgegangenen Lithoklasen (Klüfte und Nebenstörungen) waren auf den Lauf der Thalstrecken im Kleinen von grossem Einfluss. An Verwerfungen sind in ihrem Lauf gebunden z. B.: Wieslauter bei Bruchweiler-Bärenbach im N. — S.-Lauf; das Porzbachthal unterhalb Lauterschwann, das Erlenbachthal zwischen Vorderweidenthal, das Lindenberger Thal (bei Lambrecht). Die vielfachen SW. — NO. gerichteten Thalläufe der Gegend um Annweiler, Wilgartswiesen, Gossersweiler, Erlenbach u. s. w. folgen dem Schichtenstreichen und sowohl den Verwerfungen des Gebietes wie auch den von ihnen erzeugten Klüften. Auf der beigegebenen Kartenskizze (Taf. IV) habe ich den allgemeinen Verlauf der Klüfte eingetragen, wo ich sie beobachten konnte.

Ein Beispiel für die Beziehungen zwischen Oberflächenform im Kleinen und Verwerfung giebt der Verlauf der westlichen inneren Hauptstörung an (Taf. V). Sie verbindet fortlaufend eine Reihe von Oberflächensätteln (Pässen) zwischen den W. — O. gerichteten Hauptthälern und die von den Passhöhen zu den letzteren führenden

---

[1]) Der dem Hartgebirg angehörende Lauf der Thäler zeigt starkes Gefälle, z. B. der Hochspeyerbach (von der Einmündung des Fischbaches bis zur Bischofsmühle bei Neustadt a. d. H.) auf 26 Kilometer Länge 125 Meter Gefälle. Hier dürfte die Abtragung wesentlich grösser sein als die Aufschüttung. Anders gestaltet sich aber das Verhältniss im Unterlauf in der Rheinebene. Hier verringert sich das Gefälle, z. B. beim Speyerbach von der Bischofsmühle bei Neustadt a. d. H. bis zur Einmündung in den Rhein bei Speyer auf 25 Kilometer Länge 35 Meter Gefälle. In der jüngeren Diluvialzeit bis ins Alluvium herein müssen die grösseren Gebirgsbäche in ihrem Unterlauf deutliche Delta gebildet haben, so besonders die Wieslauter, Queich und der Speyerbach. Die Spitze eines jeden Delta lag unmittelbar am Austritt des Baches aus dem Gebirg.

Nebenthäler folgen mit wenigen Ausnahmen streng der Störungslinie. Ziemlich ähnlich liegen die Wirkungen der Verwerfung von Iggelbach-Elmstein, welche ebenfalls über eine Reihe von Pässen zwischen den W.—O. oder NW.—SO. gerichteten Zuflüssen des oberen Speyerbaches verläuft.

Das Thal des Hemsbaches folgt von Neuhemsbach bis zur Mündung in die Alsenz einer Verwerfung, und ähnlich mag es sich mit dem scharf SO.—NW. gerichteten Oberlauf der Alsenz von Alsenborn abwärts verhalten. Das Hinderniss, welches sich der Erkennung von Störungen im Hauptbuntsandstein entgegenstellt, wirkt auch hier bei der Deutung der Thalläufe lähmend und es unterliegt meines Erachtens keinem Zweifel, dass sich die Beispiele für Beeinflussung der Thalläufe durch Verwerfungen und Klüfte bedeutend vermehren liessen, wenn letztere überall festgestellt werden könnten.

Die Entwässerungslinien im westlichen Theil der Trias zeigen ihre Abhängigkeit von dem Muldenbau in hohem Maasse. Der Haupttheil der Mulde giebt sein fliessendes Wasser nach dem der Neigung der Mulde folgenden Schwarzbach und nach der unteren Blies ab. Die durch den Abbruch der Rheinebene geschaffenen Thalungen drängten die Wasserscheide zwischen Rhein und Blies (Mosel) immer weiter nach W., sodass sie heute im südlichen Theil ungefähr in die Mitte des SO.-Flügels der Mulde gerückt ist und ziemlich genau die Parallelität mit der Muldenlinie und dem Bergzaberner Bruchgebiet einhält. Am Eschkopf nimmt sie eine mehr nördliche Richtung an, jedenfalls unter dem Einfluss des mehr NNO. gerichteten Abfall des Hartgebirges und der mehr nach W. und rückwärts einschneidenden Thalungen. Dieser Umstand zwingt die Wasserscheide Rhein-Nahe sogar bei Hochspeyer die Muldenlinie zu überschreiten. Das obere Zuflussgebiet der Alsenz biegt den Lauf der Wasserscheide zwischen Hochspeyer und Enkenbach nach NO. um, indess richtet er sich westlich Alsenborn wieder dem S.—N. gerichteten benachbarten Abbruch parallel.

Der Gesammtverlauf der Wasserscheide ist also in erster Linie durch die Richtung des Rheinebene-Einbruches und durch die

Muldenform bedingt. Die Breite des nach dem Rhein entwässerten Gebietes in den Nordvogesen bleibt sich annähernd gleich und zwar etwa 20 Kilometer, während das der Mulde angehörige und einheitlich nach SW. entwässerte Triasgebiet nach N. abnimmt.

Die letzte Erscheinung steht noch unter einem anderen Einfluss, unter demjenigen der westpfälzischen Moorniederung. War durch die nach SW. geneigte Triasmulde auch der Abfluss ihrer Fliesswasser nach dieser Richtung vorgeschrieben, so wäre eigentlich nicht einzusehen, warum derjenige Theil des NW.-Flügel, in welchen heute die Moorniederung eingesenkt ist, nicht auch gleichheitlich zum Schwarzbach und zur Blies entwässert wird. Dass dies nicht der Fall ist, scheint darauf hinzudeuten, dass die Niederung selbst ziemlich bald nach dem Muldenbau, jedenfalls aber während der Bildung der Thäler des Schwarzbaches entstanden sein muss.

Zu welcher Zeit und aus welchen Ursachen, das bedarf noch einer unbedingt zuverlässigen Erklärung, die jetzt noch nicht gegeben werden kann. An anderer Stelle[1]) habe ich den Nachweis geführt, dass die Moorniederung einst das Bett eines grossen Flusses gebildet hat und zwar eines solchen, welcher etwa bei Wellesweiler aus dem westpfälzischen Kohlengebirgssattel heraustrat. Ob aber dieser Strom, dessen Mitwirkung an der Ausfurchung des Glanthales mir wahrscheinlich scheint, die Einsenkung von Homburg bis Kaiserslautern selbst veranlasst hat, oder nicht schon vorfand, das scheint mir noch nicht unbedingt sicher. Es besteht die Möglichkeit, dass die Bildung der Senke weit in die Tertiärzeit zurückverlegt werden muss, aus der wohl auch die zahlreichen sogen. Braunkohlenquarzite und quarzitischen Conglomerate am Westende der Niederung stammen. Das Vorhandensein der breiten Oberflächensenkung Langmeil-Dreisen-Göllheim zwischen Donnersberg und Hartgebirg zur Oligocänzeit gewinnt dadurch etwas an Wahrscheinlichkeit, dass das Mitteloligocän selbst bis in die Nähe von Dreisen heute noch erhalten ist.

---

[1]) Sitzungsber. d. math.-phys. Classe der königl. bayr. Akademie d. Wiss. 1886, 158.

Die Gegenwart der Moorniederung übte im westlichen Triasgebiet einen grossen Einfluss auf die Richtung der Wasserläufe und den Verlauf der Wasserscheiden aus.

Im Einzelnen machen sich Verwerfungen und Klüfte in der Thalrichtung genau so bemerklich, wie ich das bei den unmittelbar zum Rheine fliessenden Bächen zu zeigen versuchte. Ich brauche nur auf die Thalläufe der Felsalb, Trualb, Rodalb, des Schwarzbaches u. s. w., in dem an Bruchlinien reichen Gebiet bei Pirmasenz, Waldfischbach, Vinningen und Eppenbrunn hinzuweisen, um das klar erscheinen zu lassen. Einige Fälle wurden bei den betreffenden Störungslinien schon früher erwähnt. Im Muschelkalkgebiet haben die Verwerfungen keine solche Einwirkung auf die Oberflächenformen geäussert, begreiflicher Weise, denn es fehlt auch an den Lithoklasen und Klüften. Die Kalke und Mergel scheinen durch ihre Dehnbarkeit, geringe Härte und eine gewisse Plasticität die Bildung von Klüften weniger zu begünstigen, als der spröde Hauptbuntsandstein.

Die Rothliegendes und Buntsandstein trennenden Störungen von Erzenhausen-Rodenbach und Otterberg prägten den Oberflächenformen und Thalläufen ihren Stempel auf.

Die Form der Thäler, ihr Querschnitt und die Böschungsverhältnisse der Abhänge ändern sich mit der Beschaffenheit der Schichten, welche sie bilden, am ehesten mit der Widerstandskraft gegen die chemisch lösenden und mechanisch trennenden Atmosphärilien. Je grösser diese Widerstandskraft, desto enger die Thäler, desto steiler die Abhänge, je geringer, desto breiter die Thäler, desto flacher die Gehänge. Man darf ruhig behaupten, dass jeder Schichtenstufe bei der im Allgemeinen doch horizontalen Lagerung ihr bestimmtes selbsteigenes Böschungsprofil zukommt.

Die oberpermischen Röthelschiefer bilden durchweg sanfte, selten über 10° gegen die Wagerechte geneigte Böschungen. Nur in der Zone der Bausandsteine in der oberen Hälfte machen sich stärkere Neigungen (bis zu 20°) geltend. Bei den noch darüber folgenden Schichten der Stufe tritt wieder der geringere Böschungswinkel in sein Recht (Thäler und Thälchen bei Annweiler und süd-

lich Dahn). Mit dem unteren Hauptbuntsandstein beginnen härtere widerstandsfähigere Schichten. Chemische Veränderungen sind hier von geringerer Bedeutung, weil die Kieselsäure der Sandsteine der Lösung durch Regen u. s. w. ziemlich widersteht. Nur die mechanische Lockerung der Sandkörner vermag die Sandsteine zu zerstören. Die Gehänge sind hier ziemlich steil und der Höchstbetrag der Neigung mag 40° sein. Er wird aber im Süden, im Verbreitungsgebiet der nächstälteren Röthelschiefer an den meist senkrecht abfallenden Felsbildungen, deren Richtung und Anordnung durch die Klüfte (Diaklasen) bestimmt wird, bedeutend überschritten. Wir müssen annehmen, dass der Untere Hauptbuntsandstein hier eine grössere Härte und auch wohl ein der Lösung mehr widerstehendes Bindemittel besitzt als im Norden (nördlich der Queich), wo die Felsbildungen fehlen. Hierbei darf nicht unerwähnt bleiben, dass die tiefsten Schichten des Hauptbuntsandsteins, das untere Conglomerat, überall eine sehr flache Böschung (5—10°) bilden. Erst die nachfolgenden, 30—50 Meter mächtigen Sandsteine zeigen das Bestreben, an den Gehängen und auf den breiten und flachgewölbten Röthelschieferrücken senkrecht abfallende Felsenkämme, Grate und Riffe zu bilden, wie das in seiner Allgemeinheit und Ausdehnung den Felsformen des sächsichen Quadersandsteins nicht wesentlich nachsteht (Thal der Wieslauter und ihrer Zuflüsse unterhalb Dahn, der oberen Queich bei Wilgartswiesen und ihrer Seitenthäler bei Annweiler u. s. w.).

Die Thalungen im Unteren Hauptbuntsandstein haben sehr gleichmässige Neigungen (30° im Mittel) der Gehänge und wo zwei von ihnen sich vereinigen, entstehen in der Regel kegelartige Bergformen, besonders da, wo das untere Gehänge von der Röthelschieferstufe gebildet wird (Gegend von Annweiler). Typische Thalformen im Unteren Hauptbuntsandstein mögen der Speyerbach und Hochspeyerbach nebst ihren Zuflüssen zeigen.

Wo die gleichmässig bankigen und einförmigen Schichten des Unteren Hauptbuntsandsteins aufhören, ändern sich an den Abhängen sofort die Böschungswinkel. Die Sandsteine der oberen

Abtheilung sind fast durchweg sehr dünn geschichtet, bindemittelarm, sehr mürbe und locker. Sie bilden daher sehr sanfte Gehänge (5—10 °). Eine Ausnahme machen die beiden Felszonen in der Mitte und an der oberen Grenze der Abtheilung. Sie werden von mehrere Meter mächtigen, grobbankigen, bindemittelreicheren und härteren Sandsteinen gebildet und bilden demgemäss in dem Relief des Landes senkrecht abfallende Felszonen an den Gehängen der Berge. Charakteristisch hierfür ist die Stufen- und Terrassenlandschaft des Moosalbthales bei Schopp und Waldfischbach. Ebenso lässt sich die formengebende Bedeutung der Felszonen in der Pirmasenzer Gegend, vor Allem aber in den stillen Waldthälern zwischen Eppenbrunn und Fischbach a. d. Sauer am Erlenkopf, Eichelfirst, Hohenkopf, Biesenberg, Rad, Mückenkopf u. s. w. verfolgen. Die Bergformen des Buntsandsteins stellen also lange, sargförmige oder terrassenartig gegliederte Höhenzüge dar, an welchen jede härtere Sandsteinzone eine Hochfläche (Ebenung) bildet.

Oberer Buntsandstein und Wellenkalk haben meist breite, flachgewölbte Oberflächenformen und nur die bankigen Kalke und Dolomite des oberen Wellenkalkes treten als Steilrand am Gehänge hervor oder bilden Hochflächen (Höhen zu beiden Seiten des unteren Schwarzbachthales oberhalb Zweibrücken, des Hornbaches, der Bickenalb u. s. w.).

Dem Mittleren Muschelkalk sind wieder, besonders in den unteren gypsführenden Mergeln, flache, mit Wiesen bedeckte, feuchte Gehänge eigen. Die höheren Schichten zeigen steilere Böschungen, vor Allem dann, wenn die Berge noch eine Decke von grobbankigem, einen Steilrand bildendem Trochitenkalk tragen. Im oberen Muschelkalk bemerkt man, von der abweichenden Rolle des Trochitenkalkes abgesehen, nur breite, flachgewölbte Oberflächenformen.

Auf die eigenartige Form des Querschnittes der Moorniederung habe ich bereits früher schon hingewiesen. Die in den Hauptbuntsandstein des NW.-Flügels der Mulde eingegrabenen Thäler unterscheiden sich nicht wesentlich von denjenigen des Hartgebirges. Durch den Wegfall der tieferen Felszone vereinfacht

sich die Profilirung der Gehänge. Ausserdem verursacht die steilere Stellung der Schichten hier öfters, dass Thalungen dem Streichen einer weicheren Sandsteinschichtenreihe folgen und dann eine Art einseitigen Bau erhalten, indem die auf das Thal zufallenden Schichten flache, die von ihm wegfallenden steile Gehänge erzeugen (Moorniederung, Thal Rohrbach-St. Ingbert-Rentrisch, Neuhäusel-Limbach, bei Otterbach u. A.).

# Ueber den Bau des Schlosses bei Mecynodus, nebst Bemerkungen über die Synonymik einiger Zweischaler des rheinischen Devon.

Von Herrn **L. Beushausen** in Berlin.

1. In Band 41 der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. hat Herr F. Frech auf S. 127 ff. eine Abhandlung »Ueber Mecynodon und Myophoria« veröffentlicht, deren erster Theil die zoologische Stellung von *Mecynodus* behandelt. Veranlasst wurde diese Untersuchung durch die Beobachtung einer horizontalen Streifung — oder Riffelung — an dem mittleren Schlosszahn einer linken Klappe von *Mecynodus carinatus* Goldf. sp. Der Herr Verfasser beschreibt das Schloss von *Mecynodus* als aus zwei eigentlichen Schlosszähnen und einem langen leistenförmigen hinteren Seitenzahn in der linken und aus einem eigentlichen Schlosszahn nebst langem hinterem Seitenzahn in der rechten Klappe bestehend und kommt zu dem Schlusse, dass die langen Seitenzähne den hinteren Schlosszähnen bei *Myophoria* homolog seien, und dass somit eine vollkommene morphologische Uebereinstimmung der wichtigeren Schlosselemente beider Gattungen bestehe.

Ich habe nun kürzlich Veranlassung gehabt, mich eingehend mit der Gattung *Mecynodus* zu beschäftigen, und meine Untersuchungen haben mich zu dem Resultat geführt, dass die behauptete Uebereinstimmung der Schlosscharaktere mit *Myophoria* in Wirklichkeit nicht existirt, dass das Schloss von *Mecynodus* vielmehr ganz abweichend gebaut ist. Zum besseren Verständniss der nachfolgenden Ausführungen sind hierunter die Schlösser von *Myophoria laevigata* und *Mecynodus carinatus* untereinander abgebildet, wobei zu beachten ist, dass $a_1$, $b_1$, $c_1$ u. s. w. die Zahngruben für die als $a$, $b$, $c$ bezeichneten Schlosszähne der bezüglichen Gegen-

klappe sind. In Fig. 3 ist die Zeichnung der Zahngrube $d_1$ nicht ganz correct, da die durch die schwarze Linie angedeutete scharfe lineare Furche nicht vorhanden ist.

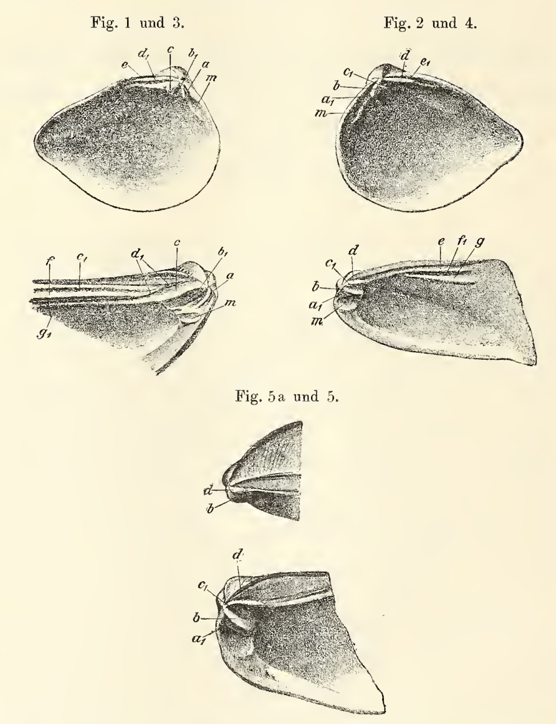



Fig. 1, 2. Schloss der linken und rechten Klappe von *Myophoria laevigata*. Unterer Muschelkalk. Schafstädt i. Thür.

Fig. 3, 4, 5. Schloss der linken und rechten Klappe von *Mecynodus carinatus*, 5a von oben gesehen. Oberes Mitteldevon. Paffrath.
Fig. 4 und 5 etwa 2/1.

In der linken Klappe von *Mecynodus carinatus* besteht das Schloss, wie Herr Frech vollkommen richtig ausgeführt hat, nicht, wie Keferstein und nach ihm Zittel und Fischer angeben, aus einem, sondern aus zwei vorderen Schlosszähnen und einem entfernten hinteren leistenförmigen Seitenzahn. Betrachtet man aber eine gut erhaltene rechte Klappe, so sieht man, dass hier nicht ein vorderer und ein hinterer Schlosszahn, wie bei *Myophoria*, sondern zwei Schlosszähne und zwei hintere Seitenzähne vorhanden sind. Unter dem Wirbel liegt zunächst die kleine Grube für den schmalen vorderen Zahn der linken Klappe, darauf folgt der kräftige, schräge vordere Schlosszahn und hinter diesem die Grube für den mittleren Zahn der linken Klappe. Ueber dieser Grube liegt nun parallel dem Schlossrande und dicht hinter den Wirbeln ein schwächerer, blattförmiger, kurzer zweiter Zahn, der sich aber deutlich markirt, und dessen Zahngrube hinter bezw. über dem mittleren Zahn der linken Klappe liegt. (Dieser Zahn würde seiner Lage nach durchaus dem hinteren Zahn des Myophorienschlosses in der rechten Klappe entsprechen.) Auf dem verlängerten Schlossrande liegt dann zu unterst der lange leistenförmige Seitenzahn, welchen Herr Frech angiebt. Darüber folgt die lange schmale Grube für den Seitenzahn der linken Klappe. Ueber dieser aber liegt noch ein zweiter langer Seitenzahn, der sich von dem oberen Schlossrande deutlich abhebt, und dem in der linken Klappe eine über dem langen Seitenzahn gelegene, deutlich in den Schlossrand eingesenkte und ausgekehlte Grube entspricht, über die der obere Schlossrand übergreift. Diese Grube ist auch an dem mir vorliegenden, von Herrn Frech l. c. auf Tafel XI, Fig. 2c abgebildeten Exemplar mit geriffeltem mittlerem Zahn deutlich als vertiefte Grube zu erkennen.

Auf den Goldfuss'schen Abbildungen von *Mecynodus carinatus*, Taf. 132, Fig. 9e, *M. auriculatus*, Taf. 133, Fig. 1c und *M. oblongus*, Taf. 133, Fig. 4e, ist der zweite, obere Seitenzahn der rechten Klappe überall, obwohl nicht gleichmässig deutlich, zu erkennen. Auch Keferstein, der die Gattung *Mecynodus* aufstellte, hat seine Zahnnatur erkannt, wie aus seiner Angabe in der Gattungsbeschreibung (Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. IX, S. 158)

hervorgeht: »Ein langer Seitenzahn an der hinteren Seite jeder Klappe, der rechte den linken umfassend.« Er hat also die beiden Zähne beobachtet, sie aber als einen längsgespaltenen, klammerförmigen Zahn aufgefasst, was nicht statthaft ist, da beide deutlich getrennt sind.

Dass dieser Schlossbau *Mecynodus* einer ganz anderen Familie zuweist, als den Trigoniiden, liegt auf der Hand, und unter diesen Verhältnissen kann auch die Lage des tief eingesenkten vorderen Muskeleindruckes dicht unter dem Schlosse, welche Herr Frech in zweiter Linie zur Stütze seiner Auffassung anführt, als beweisendes Moment nicht angesehen werden, zumal diese Eigenthümlichkeit nicht auf *Myophoria* beschränkt ist. Auch Gestalt und Sculptur der Schale lassen sich bei genauerer Betrachtung nicht für eine Verwandtschaft mit *Myophoria* in's Feld führen, deuten vielmehr nach einer ganz anderen Richtung, und zwar wie der Schlossbau, auf eine Verwandtschaft mit den Cypriniden, besonders *Cypricardia* bezw. *Cypricardinia*, welch letztere trotz ihrer Ungleichklappigkeit durch Schlossbau und allgemeinen Habitus sich an *Cypricardia* ziemlich eng anschliesst. Ich befinde mich hierbei in der angenehmen Lage, eine Autorität wie M. Neumayr zur Bekräftigung meiner Auffassung anführen zu können. In seinem mir erst während des Druckes dieser Arbeit zu Händen gekommenen nachgelassenen Werke »Beiträge zu einer morphologischen Eintheilung der Bivalven«, herausgegeben von E. Suess, in Denkschriften der K. Akademie der Wissenschaften zu Wien, Bd. 58, 1891, schreibt Neumayr auf S. 61, nachdem er seine Uebereinstimmung mit F. Frech darin ausgesprochen hat, dass die frühere Verweisung der Gattung *Mecynodus* in die Nachbarschaft von *Cardita* nicht berechtigt sei:

»Allerdings kann ich Frech weiterhin nicht folgen, wenn er *Mecynodon* zu den Trigoniden bringt; um hier Verwandtschaft annehmen zu können, muss man z. B. in der rechten Klappe den hinteren Lateralzahn von *Mecynodon*, der weit vom Wirbel entfernt liegt, mit dem unter dem Wirbel beginnenden hinteren Lamellenzahn der Trigoniden paralleliren; aber diese beiden Gebilde sind nicht homolog und gehen niemals in einander über.

*Mecynodon* kann seinen Platz nur neben *Pleurophorus* unter den Cypriniden finden.«

Dass meiner Auffassung nach die Verwandtschaft von *Mecynodus* mit *Cypricardia* noch grösser ist als diejenige mit *Pleurophorus,* ist dabei von sehr untergeordneter Bedeutung.

Es ist meines Erachtens nicht wohl angängig, der Riffelung von Schlosszähnen allgemein eine besondere Bedeutung für die Systematik beizumessen, oder, wie auch wohl geschehen, sie zum Ausgangspunkt für weitausschauende phylogenetische Speculationen zu machen. Längs- oder quergestreifte Zähne bezw. Zahngruben kommen bei ganz heterogenen palaeozoischen Zweischalern vor, ausser *Mecynodus* z. B. bei *Modiomorpha*, *Guerangeria*, *Nycopsis* n. gen. u. A., und besonders da, wo es sich im Verhältniss zur Grösse um dicke, schwere Schalen handelt.

Die Riffelung bewirkt in all diesen Fällen wohl ein festeres Ineinandergreifen des Schlosses beider Klappen; es steht diese Erscheinung physiologisch somit auf gleicher Linie mit dem Auftreten von Grübchen, Narben oder Runzeln auf den Muskeleindrücken, Differenzirungen, die zweifellos dazu dienen, dem Muskel einen sichereren Halt und Anheftungsgrund zu geben, als eine glatte Fläche dies vermag. Beide Erscheinungen bezwecken also, den Zusammenhalt der beiden Klappen zu festigen bezw. zu verstärken und können selbstverständlich innerhalb der verschiedensten Gattungen vorkommen. Wie aber niemand aus der Differenzirung der Fläche eines Muskeleindruckes Verwandtschaftsbeziehungen der diese Erscheinung zeigenden Gattungen herleiten wird, so, meine ich, sollte man es auch mit den geriffelten Schlosszähnen halten.

2. In einer brieflichen Mittheilung im Jahrgang 1891, Bd. 2 des Neuen Jahrbuchs f. Mineralogie etc., datirt Würzburg, den 1. April 1891, hat Herr Professor von Sandberger »Ueber *Ditichia*, eine neue Nuculaceen-Gattung aus dem Unterdevon« einige interessante Mittheilungen gemacht. Die neue Gattung soll sich durch den Besitz von zwei wulstartigen Septen im Innern der Schale auszeichnen, welche eine schmale mittlere Kammer

von einem breiteren Vorder- und Hinterraum trennen. Die aus dem Conderthale südlich Winningen (und zwar jedenfalls aus den Unteren Coblenzschichten) stammenden Stücke werden mit einer von mir aus dem Unterdevon des Oberharzes[1]) beschriebenen *Leda? mira* identificirt und *Ditichia mira* genannt.

Hierzu möchte ich Folgendes bemerken:

Die Identificirung der rheinischen Form mit der Harzer *Leda? mira* beruht auf Irrthum. Die letztere hat, wie sowohl aus meiner Beschreibung wie auch der Abbildung hervorgeht, nur eine schmale Leiste oder Schwiele auf dem hinteren Theile der Schale, nahe dem Muskeleindruck. Ausserdem ist die Gestalt durchaus *Leda*-artig. Die rheinische Form dagegen ist eine echte *Cucullella*, und zwar die Jugendform von *Cucullella elliptica* Maurer. Nur die vordere Leiste ist eine typische, septumartig in's Schaleninnere vorspringende Leiste, wie sie für *Cucullella* charakteristisch ist, und behält diesen Charakter in allen Wachsthumsstadien; die in der Jugend allerdings stark hervortretende hintere »Leiste« ist eine einfache, vor Adductor 2 gelegene Muskelschwiele, welche mit zunehmendem Alter immer breiter und verhältnissmässig flacher wird und sich in nichts von den Schwielen bei anderen Zweischalern unterscheidet. Zu bemerken ist dabei, dass die Sculptursteinkerne von *Cucullella elliptica* vom Nellenköpfchen am Ehrenbreitstein fast nie die Muskeleindrücke und die Schwiele zeigen, sehr gut dagegen echte Steinkerne von Oberstadtfeld bei Daun u. a. O. Das Schloss ist durchaus typisch für *Cucullella*: Zwei unter den Wirbeln übereinander greifende und oft theilweise verschmelzende, sehr ungleiche Zahnreihen mit äusserem Ligament. Die Gattung *Ditichia* dürfte also einzuziehen sein.

Zu den Synonymen zu stellen sein dürfte ferner die von Herrn Professor von Sandberger für die bekannte »*Grammysia*« *pes anseris* aufgestellte Gattung *Tripleura*[2]), da der Bau des

[1]) Abhandl. z. geol. Spec.-Karte von Preussen Bd VI, Heft 1; S. 90, Taf. 3, Fig. 15. 1884.

[2]) v. Sandberger, Entwickelung der unt. Abth. d. devon. Syst. in Nassau S. 13, 1889.

Schlosses bis auf unwesentliche Einzelheiten dem von *Prosocoelus* entspricht. Als ich im Jahre 1884 das Schloss von *P. pes anseris* bekannt machte, hatte ich nur ein verdrücktes Exemplar von Singhofen, an dem das Schloss zu beobachten war. Da dieses durch die Verdrückung — die ja bekanntermaassen gerade bei den Singhofener Versteinerungen wahrhaft erstaunliche Resultate zu Wege gebracht hat — gleichfalls etwas deformirt war, so liess ich es damals unentschieden, ob die Art zu *Prosocoelus* zu stellen oder zum Typus einer neuen Gattung zu machen sei. Neuere Untersuchungen an einer Reihe von Exemplaren haben mich jedoch gelehrt, dass eine nennenswerthe Verschiedenheit im Schlossbau gegenüber *Prosocoelus* nicht besteht, mit dem ja auch eine grosse habituelle Aehnlichkeit vorhanden ist.

Des Weiteren will ich bemerken, dass *Venulites concentricus* F. Roemer von Daleiden nicht zu *Ctenodonta* gehört, wohin Herr Professor von Sandberger (l. c. S. 35) und Herr Follmann (Ueber die unterdevon. Schichten b. Coblenz, 1892) sie neuerdings stellen, sondern ident ist mit *Lucina rugosa* Goldf. Die Verwechselung erklärt sich wohl durch das in den Unteren Coblenzschichten der Gegend von Coblenz, Daun u. a. O. häufige Vorkommen von unvollständigen, ähnlich sculpturirten *Ctenodonta*-Steinkernen (der sogen. *Nucula scalaris* der Sammlungen), welche sich bei vollständiger Erhaltung durch die querverlängerte Gestalt und ihr abgestutztes und eingebuchtetes Hinterende sofort unterscheiden würden.

Endlich muss ich Herrn Professor von Sandberger[1]) gegenüber die Selbständigkeit der *Cypricardia? acuta* Sandberger aus dem Stringocephalenkalk von Vilmar betonen. Sie ist mit *Mecynodus carinatus* nicht verwandt, geschweige denn ident, sondern gehört zu der Gattung *Goniophora*, wie Barrande schon angenommen hat, und ist eine sehr charakteristische Art, die mir z. B. von Finnentrop aus dem oberen Stringocephalenkalk vorliegt.

---

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1890, Bd. I, S. 184.

# Studien im Deutschen Lias.

Von Herrn **A. Denckmann** in Berlin.

---

## Bifrons-Zone und Dörntener Schiefer.

In einer Arbeit über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Dörnten[1]) habe ich die oberste Abtheilung der bituminösen Schiefer des oberen Lias, soweit sie durch Führung von kalkigen Einlagerungen (Geoden) und durch eine von mir (l. c. S. 42 ff) beschriebene Fauna gekennzeichnet werden, mit dem Namen »Dörntener Schiefer« belegt. Die kalkigen Einlagerungen treten bei Dörnten in drei bis vier Bänken, nur durch dünne, bituminöse, schiefrige Zwischenlagen getrennt, unmittelbar über einander auf. Die untere Bank (resp. die beiden unteren Bänke) führt (resp. führen) als Leitversteinerungen *Lytoceras sublineatum* Oppel, *Lyt. cornucopiae* Young u. Bird, *Harpoceras*[2]) *Doerntense* Denckm., *Harp. navis* Dumort., *Harp. robustum* Denckm. Die mittlere Zone führt namentlich *Harp. bicarinatum* Ziet., *Harp. illustre* Denckm., *Harp. Saemanni* Dumort., *Harp. Bingmanni* Denckm., *Harp. Mülleri* Denckm., *Harp. Escheri* Dumort., (non Hauer). Für die oberste Bank sind leitend *Harp. striatulum* Sow., *Lyt. Trautscholdi* Oppel. Auf Seite 14 l. c. habe ich unter II und III die ausserhalb der Grube

---

[1]) Abhandl. z. geol. Specialkarte v. Preussen u. d. Thüring. Staaten, Bd. VIII, Heft 2. Berlin 1887.

[2]) Des Gattungsnamen *Harpoceras* bediene ich mich in der weitesten Fassung, nicht aus principieller Abneigung gegen die Theilung in Untergattungen überhaupt, sondern deshalb, weil die Begriffe der bisher geschaffenen Untergattungen bei den verschiedenen Autoren noch zu sehr schwanken, als dass dieses Gebiet für abgeschlossen gelten könnte.

Georg Friedrich in nicht allzuweiter Entfernung von ihr liegenden Fundpunkte für Gesteine der »Dörntener Schiefer« aufgeführt. S. 15 versuchte ich schliesslich eine Deutung des also benannten Horizontes zu geben, soweit sich eine solche von dem beschränkten Gebiete aus geben liess. Inzwischen habe ich nun im Verfolg einer der Vollendung entgegensehenden Arbeit über die ältesten Harpoceraten des oberen Lias Gelegenheit gefunden, Beobachtungen zu machen, welche die Anschauungen über die Stellung der Dörntener Schiefer wesentlich ergänzen. Da ich vorerst nicht dazu kommen werde, eine ursprünglich von mir geplante Monographie des gesammten deutschen oberen Lias auszuführen, so bringe ich diese Beobachtungen hier besonders, indem ich eine kurze paläontologische Erörterung daran anknüpfe.

I. Zunächst ist es mir gelungen, an einer Reihe von Fundpunkten Gesteine der Dörntener Schiefer neu aufzufinden.

Die Feldmarken und Wiesencomplexe, welche sich zwischen den Höhenzügen des Pläners einerseits und denen der Trias andrerseits nördlich Liebenburg auf dem Ostflügel des Salzgitterschen Sattels hinziehen, werden von tiefen Wasserrissen durchfurcht. In diesen Wasserrissen, insbesondere an der sogenannten Schnigelade fand ich Gestein der Geoden des *Harp. navis* mit *Actaeonina pulla* Dunker u. Koch.

Von der Barley her zog sich früher ein tiefer Wasserriss bis zu dem Wege hinunter, welcher vom oberen Ende des Höllenthals bei Gross-Döhren nach der Ohley führt. Derselbe ist neuerdings ausgefüllt worden. Es gelang mir nach Abschluss der Dörntener Arbeit hier in einer Geode ausser *Actaeonina pulla Harpoceras Escheri* Dumort. nachzuweisen.

Von besonders grosser Bedeutung ist das Profil (siehe das Profil-Schema auf S. 107), welches in den letzten Jahren in der Thongrube des Herrn Albrecht in Salzgitter aufgeschlossen worden ist. Hier treten über dunklen Schieferthonen mit *Amaltheus spinatus* Montf. zunächst die Kalkbänke mit *Lytoceras Siemensi* Denckm., *Harp. capillatum* Denckm., *Harp. boreale* Seebach auf. Sämmtliche Kalkbänke resp. Geodenlagen sind von einander durch Zwischenmittel bituminöser Schiefer getrennt. Es folgen mächtige, wegen

kleiner Schichtenstörungen nicht messbare bituminöse Schiefer. Diese führen unten noch schiefrige Kalkbänke, die sich durch massenhaftes Auftreten von *Avicula substriata* Münst. auszeichnen. Die Ammoniten in diesen Bänken sind meist vollkommen flachgedrückt. Es ist mir jedoch gelungen, in einem aus diesen Bänken herrührenden Gesteinsstück ein nicht verdrücktes, typisches Exemplar von *Harpoceras bifrons* Brug. aufzufinden und so heraus zu präpariren, dass es die Merkmale der Art deutlich zeigt. Das Gesteinsstück entstammt der Schlönbach'schen Sammlung in der Königl. geologischen Landesanstalt zu Berlin. Ueber den bituminösen Schiefern, die nur vollkommen plattgedrückte und daher unbestimmbare Ammoniten führen, tritt an den bis vor Kurzem erschlossenen Punkten der Rest eines eisenschüssigen Ooliths mit *Lytoceras Germaini* d'Orb., *Harp. dispansum* Lycett, *Harp. insigne* Schübl. auf.

Nun stiessen bei meiner zufälligen Anwesenheit in Salzgitter im November 1892 die Arbeiter der Thongrube auf grosse, flach ellipsoidische Geoden, die sich zwischen den bituminösen Schiefern und dem *Germaini*-Horizonte einschieben. Beim Zerschlagen dieser Geoden fand ich ausser *Cerithium armatum* Goldf., *Actaeonina variabilis* Brauns, *Act. pulla* Dunk. u. Koch gut bestimmbare junge Exemplare von *Harp. navis* Dumort., sowie von *Lytoceras sublineatum* Oppel. Dem Gestein und den Petrefacten nach war man unzweifelhaft auf die untere der eingangs aufgezählten Bänke der Dörntener Schiefer gestossen. Man muss annehmen, dass vor dem Absatz der *Germaini*-Oolithe eine theilweise Zerstörung der bereits abgelagerten Schichten stattgefunden hat, denen an den meisten Stellen der oberste Horizont der bituminösen Schiefer zum Opfer gefallen ist. Der *Germaini*-Oolith ist, wie erwähnt, nur rudimentär vorhanden; er erreicht die grösste Mächtigkeit mit $^1/_4$ Meter und keilt sich vielfach ganz aus. Ihn überlagern, resp. es greifen über ihn die mergeligen Thone über, welche *Lytoceras hircinum* Schloth., *Harp. Aalense* Ziet., *Harp. mactra* Dumort. auf secundärer Lagerstätte in schwarzen Phosphoriten führen. Ueber dieser Phosphoritlage, die i. a. nicht über $^1/_4$ Meter mächtig ist, treten graue Thone mit stark verwitterten Thoneisensteingeoden auf, wie sie in den Opalinusthonen der dortigen Gegend gefunden

werden. Das Ganze wird von dem conglomeratischen Hilseisenstein übergreifend überlagert.

Die wichtigste Thatsache, die sich aus dem kurz skizzirten Profil ergicbt, ist folgende:

Zwischen den Kalkbänken an der Basis des oberen Lias und der untersten Zone der Dörntener Schiefer liegen bei Salzgitter mächtige bituminöse Schiefer ohne kalkige Einlagerungen, an deren unterer Grenze *Harp. bifrons* Brug. nachgewiesen ist.

II. Durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Senator Dr. H. Römer in Hildesheim ist mir das Material des Hildesheimer Museums zugänglich gewesen. In der Hildesheimer Sammlung befinden sich Stücke eines Gesteins, welches ganz der untersten Bank der Dörntener Schiefer auf Grube Georg Friedrich entspricht, und in dem sich *Harp. quadratum* Quenst. und *Harp. Bingmanni* Denckm. vorfinden. Die Gesteinsstücke entstammen dem Bischofskampe bei Hildeshcim. Hiermit ist also das Auftreten der Dörntener Schiefer bei Hildesheim festgestellt, da beide Arten für die Dörntener Schiefer leitend sind. Leider ist mir diese wichtige Thatsache während der grossartigen Aufschlussarbeiten am Hildesheimer Eisenbahnkanal, zu einer Zeit als die Fauna der Grube Georg Friedrich noch nicht bekannt war, entgangen.

III. In der Schlönbach'schen, der Brauns'schen und der Grumbrecht'schen Sammlung in der geologischen Landesanstalt zu Berlin fand ich eine Reihe von Petrefacten, die unzweifelhaft den Dörntener Schiefern angehören und deren Vorhandensein das Auftreten der Dörntener Schiefer an den betreffenden Fundorten beweist.

Es sind dies folgende Arten:

1. *Phylloceras heterophyllum* Sow. in einem Gestein, das dem der unteren Bank in der Grube Georg Friedrich entspricht. Fundort: Forstort Strauth bei Liebenburg; Schlönbach'sche Sammlung.
2. *Harpoceras Escheri* Dumort. (non Hauer). Fundort: Forstort Strauth bei Liebenburg; Schlönbach'sche Sammlung.

3. *Harpoceras illustre* Denckm. Fundorte: Forstort Strauth bei Liebenburg, alte Stollenhalde bei Oker, Osterfeld bei Goslar; Schlönbach'sche Sammlung; Grumbrecht-sche Sammlung.

4. *Harpoceras striatulum* Sow. im typischen Gestein der *Striatulus*-Bank der Grube Georg Friedrich bei Dörnten. Fundorte: Oker-Harzburg, Oker, Goslar (Osterfeld). Schlönbach'sche, Brauns'sche, Grumbrecht-sche, Hildesheimer Sammlung.

   Aus den Etiquetten ist zu ersehen, dass D. Brauns' Angabe des Vorkommens von *Amm. radians*[1]) in den Posidonienschiefern Nordwestdeutschlands zum Theil auf diese Belegstücke zurückzuführen ist.

5. *Cerithium armatum* Golf.
6. *Actaeonina pulla* Dunk. u. Koch.
7. *Actaeonina variabilis* Brauns.
8. *Neaera Kayseri* Denckm.
9. *Stalagmina Koeneni* Denckm.
10. *Inoceramus dubius* Sow.
11. *Pecten pumilus* Lam.
12. *Discina cornu copiae* Dumort.

(5.–12.:) Aus einem Gesteinsstück mit *Harp. illustre*, alte Stollenhalde bei Oker; Grumbrecht'sche Sammlung.

*Inoceramus dubius* Sow. fand sich ausserdem in einem Gesteinsstück von der alten Stollenhalde bei Oker, welches ganz von *Harp. striatulum* Sow. erfüllt war.

Ich bemerke hierzu, dass sich die Kalksedimente in den Dörntener Schiefern trotz ihrer Aehnlichkeit mit den bituminösen Kalken der Basisschichten des oberen Lias für ein geübtes Auge auch petrographisch an sämmtlichen Fundstellen leicht wiedererkennen lassen. In den meisten Fällen bin ich durch die petrographische Eigenthümlichkeit der Gesteine bestimmt worden, nach der Dörntener Fauna zu suchen.

Aus obigen Beobachtungen[2]) ergiebt sich eine Reihe von

---

[1]) D. Brauns, Der mittlere Jura S. 17, 114.

[2]) In der Sammlung der Königl. geologischen Landesanstalt zu Berlin befinden sich (Collectionen Schlönbach und Lasard) eine Reihe von Ammoniten aus dem

Rückschlüssen auf das Niveau, welches die Dörntener Schiefer in der Sedimentreihe des oberen Lias einnehmen.

Zunächst ist daraus ersichtlich, dass die Dörntener Schiefer ein weiteres Verbreitungsgebiet haben, als sich beim Abschluss meiner oben citirten Arbeit voraussehen liess. Wir kennen sie nunmehr von folgenden Punkten: Harzburg-Oker, Oker, Osterfeld bei Goslar, Grube Georg Friedrich bei Dörnten, Ohley, Wasserriss östlich der Barley bei Gross-Döhren, Forstort Strauth bei

---

oberen Lias von Falkenhagen und Dehme, die in Folge ihrer guten Erhaltung eine sichere Bestimmung zulassen und die für die vorliegende Schrift von grösserem Interesse sind.

1. In schwarzen bituminösen Thonschiefern

*Harpoceras bifrons* Brug. völlig platt gedrückt, aber durch die Rinne und die Skulpturen der Seitenflächen leicht erkennbar. Fundort: Silbergrund bei Falkenhagen.

2. In schwarzem, sehr schwefelkiesreichem Gestein

*Harpoceras striatulum* Sow. Fundorte: »Schwefelkiesbank der Grube Volkwin bei Falkenhagen« und Dehme.

*Pecten Pumilus* Lamarck. Fundort: Schwefelkiesbank der Grube Volkwin bei Falkenhagen«.

3. In schwarzem, kalkigem Gestein mit Oolithkörnern (Siehe R. Wagner, »die Liasschichten der Thalmulde von Falkenhagen«. Verh. d. nat. Vereins f. Rheinl.-Westf. Bd. XVII 1860 S. 169—178).

*Lytoceras Germaini* d'Orb. Fundort: Grube Volkwin bei Falkenhagen.

*Harpoceras dispansum* Lycett. Fundorte: Grube Volkwin bei Falkenhagen; Dehme.

*Harpoceras insigne* Schübl. Fundorte: Grube Volkwin; Dehme.

4. In schwarzen, bituminösen Kalken *Lytoceras jurense* Ziet. Fundort: Falkenhagen.

*Harpoceras mactra* Dumort. und *Harp.* cf. *mactra* Dumort. Fundort: Falkenhagen.

Es liegt nahe, diese Gesteine ihren petrefactischen Einschlüssen nach in der von mir gegebenen Reihenfolge mit entsprechenden Horizonten der Gegend von Salzgitter, Goslar etc. zu vergleichen. Ich enthalte mich jedoch weiterer Schlüsse, da es mir nicht möglich ist, die verschiedenen Gesteine in den bei Wagner l. c. gegebenen Profilen nach dessen Petrefactenlisten wieder zu erkennen. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass Wagner's Auffassung der Arten der meinigen zum Theil nicht entspricht und dass bei ihm eine paläontologische Beschreibung nicht vorhanden ist, welche die Wiedererkennung seiner Arten ermöglichen könnte. Es bedarf daher zur Vergleichung des Falkenhagener oberen Lias mit den Schichten am Nordrande des Harzes etc. einer Untersuchung an Ort und Stelle.

Liebenburg, Schnigelade zwischen Liebenburg und Salzgitter, Albrecht's Thongrube bei Salzgitter, Bischofskamp bei Hildesheim. Wir sehen ferner, dass die Dörntener Schiefer bei Salzgitter von den Kalkbänken an der Basis des oberen Lias durch mächtige, kalkarme, bituminöse Schiefer getrennt werden. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir annehmen, dass die mächtigen bituminösen Schiefer, die in der Gegend von Hildesheim und am Heinberge bei Sehlde, sowie in der Gegend von Braunschweig[1]), Fallersleben und Helmstedt die Basiskalke des oberen Lias überlagern, den kalkarmen Schiefern des Gallberges bei Salzgitter entsprechen. An all diesen Punkten ist der Uebergang von Kalkbänke führenden bituminösen Schiefern in kalkarme ein allmählicher. Die obersten Kalkbänke sind zumeist schiefrig, zäh, sind erfüllt mit *Avicula substriata* Münst. und führen flach gedrückte Ammoniten, die sich in den seltensten Fällen sicher bestimmen lassen. An manchen Fundpunkten, so bei Lehre im Wohld lässt sich unter den flach gedrückten Falciferen *Harp. bifrons* Brug. mit einiger Sicherheit erkennen. Jedenfalls ist die Auffindung eines zweifellosen Vertreters dieser Art bei Salzgitter an der Basis der kalkarmen bituminösen Schiefer von Wichtigkeit und giebt uns die Berechtigung, mit der unteren Grenze dieser Schiefer im grossen Ganzen die untere Grenze der in anderen Ländern unterschiedenen Zone des *Harp. bifrons* Brug. zu legen.

Dabei muss man berücksichtigen, dass die Grenze keine absolut scharfe ist. Es gehen noch kalkige Lagen in den *bifrons*-Horizont hinein, und das Maass dieser Ueberschreitung der Grenze ist an den einzelnen Localitäten ein verschiedenes. Auf die Kalkbänke an der Basis des oberen Lias und deren obere Grenze komme ich in der angekündigten Arbeit über die ältesten Falciferen des oberen Lias ausführlicher zurück. Hier erwähne ich nur, dass nach meinen Erfahrungen die obere Grenze der Kalkbänke gegen den *Bifrons*-Horizont über einer weit verbreiteten

---

[1]) D. Brauns (»der untere Jura« S. 454) giebt die Mächtigkeit der im Profil an der Buchhorst aufgeschlossenen Posidonienschiefer auf 35 m an, »harte Kalkbänke finden sich namentlich in der Nähe der unteren Grenze«.

Bank liegt, die sich durch das Auftreten von *Harp. exaratum* Young und Bird[1]) (Dörnten S. 63) auszeichnet.

Wir betrachten also die bituminösen Schiefer über den unteren Kalkbänken als die Vertretung der Zone des *Harp. bifrons* und fassen die Dörntener Schiefer als ihr oberstes Glied auf, das, so weit sich dies bis jetzt übersehen lässt, mit der Bank des *Harp. striatulum* abschliesst. Dem entsprechend würde die letztere Bank den unteren Theil des oberen Lias, die Posidonienschiefer nach oben hin begrenzen. In der Arbeit über Dörnten (S. 15) habe ich bei Besprechung der Auffassung der Dörntener Schiefer die Auffassung befürwortet, dass die so bezeichneten Bildungen als Facies der kalkarmen, bituminösen Schiefer Dörnten benachbarter Gebiete zu betrachten seien. Durch den Nachweis eines grösseren Verbreitungsgebietes der Dörntener Schiefer, durch ihr Auftreten über kalkarmen bituminösen Schiefern und durch die Auffindung des in den Dörntener Schiefern nicht mehr auftretenden *Harp. bifrons* Brug. an der Basis der kalkarmen Schiefer bei Salzgitter sehe ich mich in die Nothwendigkeit versetzt, die Facieserklärung fallen zu lassen. Diejenigen stratigraphischen Verhältnisse, welche eine einfachere Erklärung ermöglichen, habe ich in der Arbeit über Dörnten[2]) und in den sich an diese knüpfenden Discussionen ausführlich erörtert. Die Sedimente der Jurensiszone und ihre Petrefacten treten unter Verhältnissen auf, welche mit Sicherheit darauf schliessen lassen, dass während und nach der Ablagerung dieser Zone Wegwaschungen von Sedimenten stattgefunden haben, so dass die Schichten des obersten Lias und ihre Hangendschichten vielfach übergreifen. Das Ausmaass dieser übergreifenden Lagerungen ist in den meisten Fällen ein geringes; im grossen Ganzen werden die zähen bituminösen Schiefer der unteren Abtheilung des oberen Lias der Zerstörung

[1]) Für diese Art gedenke ich nach dem Studium der Berliner Originale, die mir durch die Güte des Herrn Geh.-Rath Beyrich und des Herrn Professor Dames zugänglich waren, den Schlotheim'schen Namen *Harp. capellinum* wieder zu Ehren zu bringen, einen Namen, der in der Literatur vielfach missbraucht ist.

[2]) S. 16; S. 22—24. Siehe auch S. 27—30.

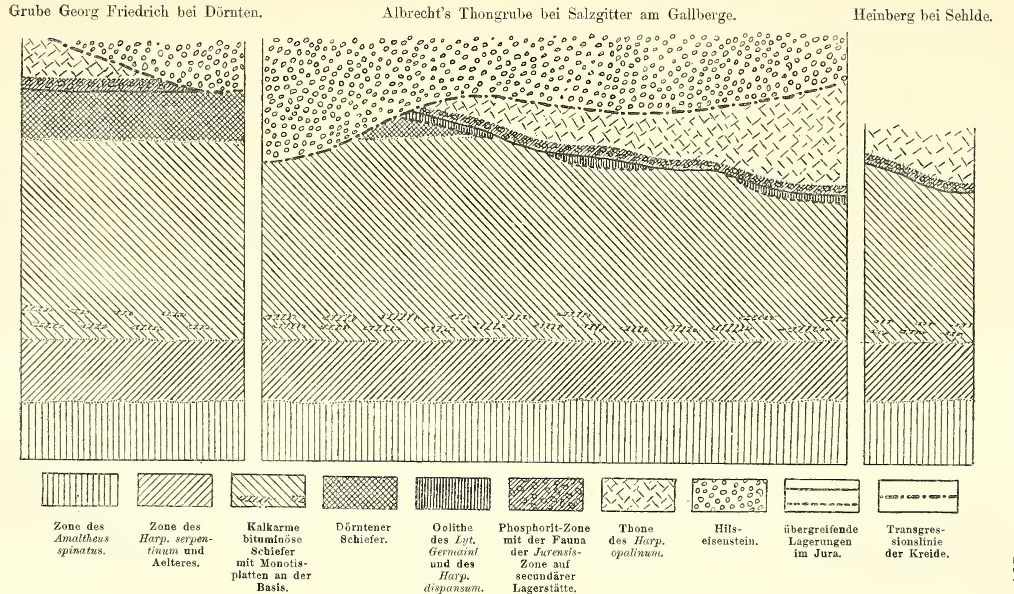
starken Widerstand entgegengesetzt haben[1]). Wir werden also für das Fehlen der Dörntener Schiefer in den Gegenden, wo ihr Auftreten nachgewiesen ist, im Allgemeinen dieselbe Erklärung anwenden, die ich oben (S. 100) für ihr Vorhandensein nur an einzelnen Stellen der Thongrube am Gallberg bei Salzgitter gegeben habe, oder kürzer gesagt: Die Hangendschichten der Dörntener Schiefer liegen vielfach übergreifend auf ihrer Unterlage. Die übergreifende Auflagerung ist in vielen Fällen nachweislich mit vorhergegangener Wegwaschung älterer Sedimente verbunden. Als oberstes Glied dieser Sedimente waren die Dörntener Schiefer der Wegwaschung am meisten ausgesetzt und sind in Folge dessen nur ausnahmsweise unter besonders günstigen Verhältnissen erhalten geblieben.

Bei Gelegenheit von Excursionen, die ich zum Studium der ältesten Falciferen des oberen Lias in Franken gemacht habe, ist mir in den höheren Horizonten der Liasschiefer besonders ein Schichtenglied aufgefallen, das sich durch grossen Kalkreichthum seiner Schiefer, sowie durch Führung von zahlreichen Exemplaren der *Posidonia Bronni* Voltz und des *Pecten pumilus* Lam.[2]) auszeichnet. Bei Banz beobachtete ich östlich des Schlosses nicht weit vom rechten Mainufer an verschiedenen Stellen über diesen Schiefern eine etwa $3^1/_2$ Centimeter mächtige Kalkbank, welche petrographisch der *Striatulus*-Bank von Dörnten entspricht und welche *Harp. striatulum* Sow. als häufiges Petrefact führt. Daneben fand ich ein fast sculpturloses *Lytoceras* von 45 mm Durchmesser, vielleicht die Jugendform des von mir (Dörnten S. 45, t. II, Fig. 5) neu beschriebenen *Lyt. perlaeve*.

In der Gegend von Altdorf, bei Rasch und Berg, führen die an kalkiger Substanz reichen bituminösen Schiefer ausser den

[1]) Auch die Transgressionslinie des Hils am nördlichen Harzrande hält sich in der Mehrzahl der beobachteten Profile an die Liasschiefer. Sind diese durchbrochen, so finden sich übergreifende Lagerungen des Hilseisensteins bis auf den Buntsandstein. (Dörnten S. 29.)

[2]) *Pecten pumilus* Lam. habe ich bis jetzt in den bituminösen Schiefern und Kalkbänken der Basisschichten des oberen Lias nicht beobachtet, während er in den Dörntener Schiefern und in der fränkischen *Bifrons*-Zone sehr häufig ist.




*) Die Lagerung der Schichten ist zur Ermöglichung eines directen Vergleichs auf die Horizontale gebracht.

oben erwähnten Petrefacten plattgedrückte *Harpoceraten*, in denen man mit einiger Sicherheit *Harp. bifrons* BRUG. erkennt. Ausserdem finden sich, merkwürdiger Weise verkiest *Lyt. cornu copiae* YOUNG u. BIRD, *Lyt. sublineatum* OPPEL, *Coeloceras crassum* PHILL., *Coel. mucronatum* D'ORB., *Harp. Ogerieni* DUMORT., *Harp. compactile* SIMPS., *Harp.* sp. ind. aus der *Lythensis*-Gruppe. Bei der grossen Uebereinstimmung, welche die Kalkbänke an der Basis des fränkischen oberen Lias an gewissen Fundpunkten mit den entsprechenden Sedimenten Norddeutschlands zeigen, ist dieses Auftreten einer unzweifelhaften Fauna der *Bifrons*-Zone sowie der Anklang an die Dörntener Schiefer in der *Striatulus*-Bank bei Banz von Interesse.

Leider ist es mir nicht möglich, die betreffenden Sedimente der beiden Fundpunkte, mit Profilen in GÜMBEL's »Frankenjura« zu vergleichen, da in diesem an Beobachtungen und Profilen so reichen Werke für die Gegend von Altdorf ein Profil gegeben ist, welches ich nicht kenne[1]), während für die Gegend von Banz[2]) (l. c.) das Profil *Theodori*'s abgedruckt wird. Dieses Profil ist indess, wie in dem GÜMBEL'schen Werke hervorgehoben wird, mangels maassstäblicher Angaben nicht ohne Weiteres verständlich und lässt sich nur an der Hand von THEODORI's Sammlung und Original-Etiquetten verstehen, die mir seiner Zeit nicht zugänglich waren.

Für diejenigen Gegenden Nordwestdeutschlands, in denen bisher die Dörntener Schiefer nachgewiesen sind, dürfte sich das Profil der Posidonienschiefer des Lias von oben nach unten folgendermaassen gestalten:

---

[1]) Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb. Kassel 1891. S. 359.
[2]) Ibidem S. 534 ff.

**Jurensis-Zone.**

**Posidonienschiefer.**

*Zone des Harpoceras bifrons*

1. Dörntener Schiefer. Bituminöse Schiefer mit 3 bis 4 Bänken resp. Geodenlagen bituminöser Kalke.
   a. Bank des *Harp. striatulum* Sow.
   b. Bank des *Harp. illustre*
   c. u. d. Bänke des *Harp. Doerntense* Denckm. und *Harp. navis* Dumort.
2. Mächtige bituminöse Schiefer ohne kalkige Einlagerungen, nur an der Basis mit bituminösen Kalkbänken voll *Coeloceras commune* Sow. und *Avicula substriata* Münster, bei Salzgitter mit *Harp. bifrons* Brug. Die in diesen Schiefern auftretenden Ammoniten sind flach gedrückt und daher meist unbestimmbar.

*Zone des Harpoceras serpentinum und Aelteres*

3. Bituminöse Schiefer mit 4—6 Bänken resp. Geodenlagen bituminöser Kalke.
   a. u. b. Bänke des *Harp. capellinum* Schloth. und *Harp. serpentinum* Rein.
   c. u. d. Bänke des *Harp. boreale* Seeb. und *Harp. elegans* Sow.
   e. Bank des *Harp. capillatum* Denckm.
   f. Bank des *Lyt. Siemensi* Denckm. und *Harp. Schröderi* Denckm.

**Amaltheenthone.**

## Palaeontologisches.

Im dritten und vierten Theile seines »Monograph on the Inferior oolite Ammonites« beschreibt S. Buckman von englischen Fundstellen eine grössere Anzahl von Formen derjenigen Arten, die ich in meiner Arbeit über Dörnten aus den Dörntener Schiefern der Grube Georg Friedrich abgebildet und im Texte fixirt habe. Für die

vorliegende Schrift ist es zunächst nur von Wichtigkeit, dass die Verschiedenheiten in den beiderseitigen Auffassungen der Arten, die sich in Buckman's Darstellung gezeigt haben, zur Klärung des Thatbestandes erörtert werden.

### 1. Harpoceras capillatum Denckmann.

(Dörnten p. 60, t. I, f. 7, t. IV, f. 3.)

Unter obigem Namen habe ich eine Art beschrieben, die für ein bestimmtes Niveau an der Basis des oberen Lias bei Hildesheim, Salzgitter, Braunschweig, Fallersleben, Helmstedt etc. leitend ist. l. c. S. 163 führt Buckman diese Art unter der Gattung *Grammoceras* auf. Ich bemerke hier, dass *Harp. capillatum, Harp.* n. sp. *Schröderi* Denckm.[1]) und drei andere demnächst von mir zu beschreibende neue Arten einer Gruppe von Formen angehören, die sich durch eine sehr originell gebildete Mundöffnung (siehe die Mundöffnung von *Harp. acutum* Tate l. c. t. 10, f. 1, f. 3) auszeichnen. Dem Verlauf der Mundöffnung entspricht der Verlauf der bei guter Erhaltung meist sichtbaren feinen Anwachsstreifen der äusseren Schale.

### 2. Harpoceras Württenbergeri Denckmann.

(Dörnten p. 65, t. I, f. 1, t. IV, f. 7, tab. X, f. 11.)

Von dieser Art habe ich seit Publication der citirten Arbeit noch ein reiches Material in den Händen gehabt, über hundert Exemplare. Das Merkmal, auf welches in der Beschreibung besonders Gewicht gelegt wurde, schräg nach dem Centrum zu einfallende Nahtfläche, liess sich constant beobachten. Nun setzt Buckman l. c. S. 85 meine Art ohne weitere Begründung als Synonym zu seinem *Pseudolioceras compactile* Simpson.

Aus Buckman's Beschreibung und aus seinen Abbildungen[2]) geht aber hervor, dass der Autor unter obigem Namen eine

[1]) Mit diesem Namen belege ich die von mir (Dörnten l. c. S. 59) als *Ammonites acutus* Tate beschriebene Art, nachdem ich mich durch reiches Material überzeugt habe, dass die Form der tiefsten Bank des oberen Lias eine selbständige Art ist.

[2]) l. c. t. XX, Fig. 3—6.

Form mit senkrechter Nahtfläche versteht. Da nun bekanntlich die Stellung der Nahtfläche zur Medianebene bei der Unterscheidung von *Harpoceras*-Arten ein werthvolles Merkmal abgiebt, da ausserdem die Sculpturen der von mir beschriebenen Art denjenigen des *Harp. compactile* Simpson wohl analog, aber im Uebrigen kaum ähnlich sind, so sehe ich mich veranlasst, *Harp. Württenbergeri* aus den Dörntener Schiefern der Grube Georg Friedrich als Art aufrecht zu erhalten. Ich bemerke noch, dass die eigenthümlichen, schwachen Sculpturen der von mir l. c. abgebildeten beiden Exemplare nicht etwa schlechter Erhaltung zuzuschreiben sind.

### 3. Harpoceras quadratum Quenstedt.

(Dörnten p. 68, t. VI, f. 3; t. X, f. 6.)

Unter den Synonymen seines *Grammoceras quadratum* streicht Buckman die von mir beschriebene Form, um sie zu einer von ihm neu beschriebenen Art, *Grammoceras subquadratum* (l. c. S. 202) zu stellen.

Zunächst muss ich bemerken, dass mir von Dörnten eine stattliche Anzahl (über 50 Exemplare) der von mir zu *H. quadratum* gestellten Form zu Gebote gestanden hat, während aus Buckman's Texte hervorgeht, dass der Autor nur je ein Exemplar der beiden Arten besass, ein kleines von seinem *Grammoceras quadratum*, ein grosses von *Gr. subquadratum*. Zudem war ich im Göttinger Museum in der Lage, ein reiches Material des schwäbischen *Amm. radians quadratus* Quenst., des Urtypus der Art zu vergleichen.

Exemplare von dem Durchmesser des von Buckman l. c. t. 34, f. 6, 7 abgebildeten Repräsentanten seines *Gr. quadratum* Haug pflegen in Schwaben ebenso wie am nördlichen Harzrande bei Dörnten dem Artnamen »*quadratus*« durch die Form ihres Querschnittes zu entsprechen. Bei Exemplaren von über 60 Millimeter Durchmesser pflegt auch an den schwäbischen Fundpunkten sich der Querschnitt zu ändern, indem der Ammonit hochmündig wird. Es kommt hinzu, dass meine zahlreichen jungen Exemplare dieser Art der Abbildung Dumortier's (Et. pal. Bass. d. Rhone IV, t. 14, f. 6, 7) in jeder Beziehung entsprechen, was man von Buckman's

Fig. 6 u. 7 nicht gerade behaupten kann. Wir müssen aber, meine ich, auf Dumortier's Figuren zurückgreifen, da der Autor der Art[1]) sich auf diese Figuren bezieht, ohne selbst eine neue Abbildung zu bringen. Uebrigens ist auch die letzte Windung des grösseren der von Dumortier abgebildeten Exemplare (l. c. t. 15, f. 1, 2) von hochmündigem Querschnitt.

Was *Grammoceras subquadratum* S. Buckman (l. c. p. 202, t. 36, f. 3, 4, 5) anbetrifft, so lässt sich dieses nicht auf die von mir beschriebene Dörntener Form beziehen. Das Dörntener *Harp. quadratum* hat in der Jugend tiefe, im Alter schwächere Furchen neben dem Kiele, die aber immer deutlich bleiben. Buckman's *Harp. subquadratum* dagegen ist von Dumortier's Figur des *Grammoceras Grunowi* (= *quadratum* Quenst. u. Haug) unterschieden » . . . by its almost inconspicous ventral furrows . . . «. Buckman's Vermuthung, dass irrthümlicher Weise an dem von mir abgebildeten Exemplare (l. c. t. 6, f. 3a) Furchen gezeichnet seien, trifft nicht zu. Es ist im Gegentheil das Umgekehrte der Fall, die Furchen treten an der Externseite des älteren Theiles der letzten Windung auf der Zeichnung nicht scharf genug hervor. Einen »well defined inner margin«, den Buckman als Merkmal von *Grammoceras subquadratum* bezeichnet, besitzt das Dörntener *Harp. quadratum* nicht.

### 4. Harpoceras Bingmanni Denckmann.

(Dörnten p. 71, t. V, f. 4; t. VI, f. 5; t. X, f. 17.)

*Harpoceras Bingmanni* ist bei Dörnten etwas häufiger, als *Harp quadratum.* Es ähnelt dem letzteren bei einem Durchmesser bis zu 45 Millimeter ausserordentlich, und zwar in der Berippung sowohl wie dadurch, dass es Furchen neben dem Kiele zeigt. Der Charakter der stärkeren Windungszunahme tritt erst bei Individuen von grösserem Durchmesser deutlich zu Tage. Ich habe ursprünglich die jungen Formen des *Harp. Bingmanni* als Varietäten des *Harp. quadratum* betrachtet. Erst spätere ergänzende Funde zeigten mir, dass *Harp. Bingmanni* eine selb-

[1]) E. Haug, Beitr. Monogr. *Harpoceras* S. 638.

ständige Art ist, die in die nächste Verwandtschaft von *Harp. quadratum* gehört.

Buckman bildet l. c. t. 34, f. 3 bis 5 eine Form ab, die er auf *Harp. Bingmanni* bezieht, um dann (S. 204 ff.) meine Art als Varietät zu seinem *Grammoceras fallaciosum* Bayle zu stellen. Ein Vergleich der von mir l. c. t. 5, f. 4; t. 6, f. 5 abgebildeten Exemplare mit Buckman's Abbildung zeigt, dass dieser Autor eine fernstehende Form mit der von mir aufgestellten Art identificirt. Bei *Harp. Bingmanni* beträgt das Verhältniss des Durchmessers zur Höhe der letzten Windung bei Exemplaren von mehr als 50 Millimeter Durchmesser zwischen 0,4 und 0,45. Buckman's citirte Abbildung lässt höchstens auf 0,36 schliessen.

Entsprechend dem bei *Harp. Bingmanni* beobachteten Princip der stärkeren Windungszunahme im Alterszustande müsste ein Exemplar dieser Art, das den Durchmesser des bei Buckman l. c. Fig. 3—5 abgebildeten Individuums erreichte, eine noch auffallender hochmündige letzte Windung haben, als dies bei dem grössten mir bekannt gewordenen und l. c. t. 6, f. 5 abgebildeten Exemplare der Fall ist.

### 5. **Harpoceras Escheri** Dumortier.

*Ammonites Escheri* v. Hauer bei Dumortier, Et. pal. Bassin du Rhone. Bd. IV, p. 81, t. XIX, f. 7 non *Ammonites Escheri* v. Hauer.

Syn. *Ammonites* (*Harpoceras*) *Doerntensis* Denckmann, Dörnten t. VIII, f. 1—3 non f. 4—6.

Als Jugendform zu *Amm. Doerntensis* habe ich l. c. eine Reihe von Ammoniten abgebildet, welche einer anderen Formengruppe angehören. Im Texte S. 51 sprach ich bereits die Vermuthung aus, dass es sich hier um eine andere Art handle.

Dumortier's Figur ist zwar kaum genügend, um den Typus festzustellen, es ist jedoch in hohem Grade wahrscheinlich, dass er mit seiner oben citirten Abbildung und Beschreibung die bei La Verpilière nicht seltene, bei Dörnten ausserordentlich häufige Art gemeint hat. Dumortier's Bemerkung l. c. »Je n'ai que des échantillons de petite taille« stimmt auch für Dörnten. Auch bei

Dörnten erreicht die Art selten einen grösseren Durchmesser, als die l. c. abgebildeten. Ich hoffe auf diese Species gelegentlich zurückkommen zu können und werde namentlich noch Abbildungen von erheblich abweichenden Formen geben müssen, welche der Gruppe des *Harp. Escheri* DUMORTIER angehören.

*Amm. Goslariensis* U. SCHLÖNB.[1]) gehört möglicherweise dieser Formengruppe an. *Harp. Escheri* DUMORTIER tritt in sämmtlichen Bänken der Dörntener Schiefer mit Ausnahme der *Striatulus*-Bank auf. Am häufigsten findet man es im Lager des *Harp. illustre.*

### 6. Harpoceras Doerntense DENCKMANN.

(Dörnten p 50, t. II, f. 4; t. VIII, f. 4—6 non t. VIII, f. 1—3; t. X, f. 9.)

Eine Jugendform des *Harp. Doerntense* giebt S. BUCKMAN l. c. t. 29, f. 4—5. Meine irrthümliche Zusammenfassung des *Harp. Escheri* mit dieser Art (Dörnten l. c.) erklärt sich daraus, dass von *Harp. Doerntense* bei Dörnten Exemplare geringeren Durchmessers ausserordentlich selten waren. Erst nach der Publication meiner Arbeit über Dörnten erhielt ich wirkliche Jugendformen dieser Art. An BUCKMAN's Fig. 8 auf Taf. 29 vermisse ich die schräge, deutlich abgesetzte Nahtfläche, die bei den grossen Dörntener Exemplaren des *Harp. Doerntense* stets vorhanden ist.

*Harp. Doerntense* scheint bei Dörnten in die Bank des *Harp. illustre* nicht hinaufzugehen.

---

[1]) U. SCHLÖNBACH, Beitr. zur Palaeontologie der Jura- und Kreideformation im nordwestlichen Deutschland in Palaeontographica Bd. XIII, t. 1, fig. 7.

# Bemerkungen
über die
# Lagerung des Rothliegenden südlich von Ilmenau in Thüringen.

Von Herrn **H. Loretz** in Berlin.

In dem südwärts von Ilmenau gelegenen Theile des Thüringer Waldes erscheint eine Reihe von Bildungen des Rothliegenden, deren Lagerung grosse Unregelmässigkeiten darbietet; ich werde dies in den folgenden Ausführungen näher erörtern. Hierbei habe ich nur das von mir persönlich bis in's Einzelne begangene und für die Specialkarte (Maassstab 1 : 25000) aufgenommene Gebiet in's Auge gefasst und beschränke mich darauf, die Auffassung hier vorzutragen, zu welcher ich bei der Bearbeitung desselben gelangt bin[1]).

Die im Folgenden in Betracht kommenden geologischen Bildungen oder Gebirgsglieder gehören ganz vorwiegend dem Unterrothliegenden[2]) an. Dasselbe setzt sich aus einer Reihe von

[1]) Der betreffende Gebirgstheil begreift in sich von dem Blatte Ilmenau der geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten den östlichen, insbesondere den schwarzburgischen Antheil, ferner das Blatt Masserberg, welche etwa zur Hälfte aus Rothliegendem besteht, und einen kleinen Theil des bereits früher veröffentlichten Blattes Eisfeld. Das so bezeichnete Gebiet enthält übrigens das südöstliche Ende der grossen Gesammtausbreitung des Rothliegenden im nordwestlichen Thüringer Walde. Der Veröffentlichung der Blätter Ilmenau und Masserberg seitens der geologischen Landesanstalt ist im Laufe der nächsten Jahre entgegenzusehen; bereits früher ist die in kleinerem Maassstabe bearbeitete geologische Uebersichtskarte des Thüringer Waldes zu erwarten, auf welcher zugleich von den dieses Gebirge einfassenden jüngeren geologischen Systemen ansehnliche Gebiete zur Darstellung gelangen.

[2]) Ueber die stratigraphische Stellung der Bildungen des Rothliegenden im Thüringer Walde ist eine besondere Arbeit in den Abhandlungen der Königl. preuss. geolog. Landesanstalt von den Herren Beyschlag und Potonié zu erwarten.

Sedimentärschichten, sowie von Tuffen verschiedener Art, namentlich aber auch von Eruptivgesteinslagern zusammen; die Reihenfolge oder das Profil dieser Glieder kann hier unerörtert bleiben. Es sei jedoch gleich erwähnt, dass diese Folge von Ort zu Ort durch mannichfach wiederholtes Uebergreifen jüngerer Glieder auf irgend welche ältere auffallenden und raschen Wechseln unterworfen ist. Die einzelnen Lager sind ohne Zweifel schon von vornherein sehr unregelmässig gestaltet gewesen, und es scheint, dass durch spätere Störungen die Lagerung an Unregelmässigkeit noch erheblich zugenommen hat.

Wenn wir uns nämlich auf Grund des von der geognostischen Aufnahme gelieferten Kartenbildes Rechenschaft von der Lage zu geben suchen, welche die Grenzflächen der Einzellager im Raume einnehmen, so gelangen wir zur Vorstellung sehr bedeutender Unebenheiten, starker Verbiegungen, sowohl in horizontalem als in verticalem Sinn, und eines vielfachen Wechsels solcher Unregelmässigkeiten von Ort zu Ort; ein und dieselbe Grenzfläche wird demnach sehr verschiedene Höhenlagen einnehmen und in ihren einzelnen Theilen sehr verschieden gerichtetes und geneigtes Einfallen aufzuweisen haben. Schon im Bereiche einer und derselben Bergmasse, eines und desselben Thalgrundes, kann die Lagerung sehr wechseln. Sie nähert sich stellenweise, besonders für die Eruptivgesteinsdecken, einer mantelförmigen oder ringsum abfallenden Lagerung, anderswo kommt sie mehr auf sattelförmige Aufwölbung oder muldenartige Einsenkung hinaus, alles dies aber in kleinerem Maassstab, unstät, nicht wie in Gebirgen von anderer Bauart so, dass dieselbe Unregelmässigkeit auf längere Strecke, vielleicht weithin, in gleicher Weise fortsetzte.

Es fehlt nicht an Stellen, wo die Lagerungsstörungen schon in der mehr oder minder aufgerichteten Stellung von Sediment- und Tuffschichten ohne weiteres in's Auge fallen und wo man, hiervon ausgehend, auf die Annahme von Aufsattelungen oder Einmuldungen geführt wird, an welchen auch die Eruptivgesteinslager theilnehmen[1]). Wiederholt lässt sich die Wahrnehmung

[1]) Eine nordwestlich gerichtete Aufsattelung, deren Kern sehr tief liegende Sedimentschichten im Profil des Unterrothliegenden bilden, durchschreitet man z. B. an der Strasse im Ausgang des Schobsethals unweit Gehren. Auch

machen, dass Sedimente wie Eruptivgesteinslager von beiden Seiten einer Thalstrecke nach dem Thalboden hin abfallen, oder entsprechend, dass sie von der Höhe eines Bergrückens sich beiderseits absenken, so dass also hier sattel- und muldenartige Lagerung auf eine gewisse Erstreckung hin mit den orographischen Formen stimmen würde. Dementsprechend tritt auch wiederholt die Unterlage des Rothliegenden, cambrischer Schiefer und anderswo Granit, ebensowohl in der Tiefe von Thälern als auf der Höhe von zum Theil nahe benachbarten Bergen zu Tage. An und für sich nun wären die Formen dieser Störungen nicht sonderlich auffallend; sattel- und muldenförmige Aufrichtungen namentlich kehren ja in allen möglichen Gebirgen, welche sich aus dislocirten geologischen Systemen aufbauen, wieder; eigenthümlich aber bleibt das Verhalten, dass sie, wie bemerkt, auf irgend welche längere Strecken nicht auszuhalten pflegen, unbeständig in der Richtung sind und von Stelle zu Stelle wechseln.

Wir wollen nun versuchen, uns Rechenschaft über die Entstehung dieser Unregelmässigkeiten zu geben. Verwerfungen allein, wie leicht einzusehen ist, reichen hier zur Erklärung nicht aus. Allerdings fehlt diese letztere Art von Störungen nicht; unser Rothliegendes-Gebiet wird in der That von einer Anzahl deutlicher, im Kartenbilde ohne weiteres hervortretender, grösserer und kleinerer Verwerfungen durchsetzt; und es müsste auch von vornherein befremden, wenn jene als Verwerfungen gekennzeichneten Störungen aus späterer Zeit, welche sich im Zuge des Thüringer Waldes und in seinem Vorlande vollzogen haben und auf die Anordnung der Stufen der jüngeren Systeme, Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk u. s. f. von grösstem Einfluss gewesen sind, das Rothliegende unberührt gelassen hätten[1]). Aber diejenigen

---

bei Möhrenbach und zwischen diesem Ort und Gehren, lagern jene Sedimente gestört und anscheinend nach mehreren Richtungen gebogen. In der letzten Strecke kann sich übrigens der Einfluss der grossen Verwerfung geltend machen, welche in der Richtung des Langen Berges an dessen Westseite hinzieht und das gesammte Rothliegende in gesenkte Lage gegenüber dem Schiefergebirge gebracht hat.

[1]) Bei diesen Verwerfungen ist besonders die Richtung NW.—SO. (die hercynische) zur Geltung gelangt, daneben aber auch häufig eine nahezu N.—S. streichende Richtung, sowie mehr untergeordnet noch andere. Der Richtung NW.—SO.

Lagerungsstörungen, welche wir bei der vorliegenden Besprechung besonders in's Auge gefasst und oben schon angedeutet haben, sind ohne Zweifel von den eben genannten Verwerfungsstörungen getrennt zu halten; sie sind räumlich verbreiteter als jene, ihr Vorhandensein macht sich auch in den Gebirgspartieen, welche zwischen den deutlichen Verwerfungslinien liegen, bis in's Einzelne hinein geltend[1]).

Wenn und soweit also spätere Störungen hier im Spiel sind und Verwerfungen nicht ausreichen, die Erscheinungen zu verstehen, wird sich die Annahme von Faltungsvorgängen, wie wir dies schon eingangs angedeutet haben, nicht abweisen lassen. Dabei müssen wir uns diese Aufsattelungen und Einmuldungen sowohl ziemlich nahe an einander, als auch namentlich nach mehreren Richtungen, wie es scheint mindestens zwei sich kreuzenden Richtungen verlaufend, denken, wenn durch sie die jetzige Anordnung der Glieder des Rothliegenden zu Stande ge-

---

gehört z. B. auf Blatt Ilmenau ausser anderen Störungen auch jene Spalte an, welche zum Theil als deutliche Verwerfung, zum Theil als Eisen- und Manganerze führender Flussspath- und Schwerspathgang über den Flossberg und Wildberg, dann am Kienberg vorbei in's Schobsethal und weiter über den Stechberg setzt. Einer nicht viel von der NS.-Linie abweichenden Richtung gehört auf Blatt Masserberg jene Verwerfung an, welche von Heubach über Giessübel, dann weiterhin längs einem SN. gerichteten Stück des Neubrunnthales in den Sattel zwischen Märterskopf und Kahr verläuft; hier, wie bei Heubach, schliessen sich Störungen an, die mehr in der NW.—SO.-Richtung liegen. Zu den späteren Dislocationen gehört auch die in der Richtung SW.—NO. laufende Grenze zwischen Rothliegendem und Schiefergebirge, welche in dem Thale an der W.-Seite des Langen Berges hin, über den Bahnhof Neustadt-Gillersdorf und an Altenfeld vorbei in's Neubrunnthal zieht, und deren Zug, durch die vorher erwähnte Störung gleichsam um ein gewisses Stück südwärts verworfen, in dem zum Theil der Neubrunn, zum Theil der Schleuse angehörenden Thalstück zwischen Giessübel und Lichtenau wiederzuerkennen ist. Auch an anderen Stellen der Blätter Ilmenau und Masserberg stehen die Richtungen einer Anzahl von Thälern oder Thalstücken mit den Wirkungen jener späteren Störungen ohne Zweifel in ursächlichem Zusammenhang.

[1]) Nur einzelne Gebirgspartieen machen eine Ausnahme und zeichnen sich durch ungestörte, ruhige Lagerung aus; so namentlich die Umgebung des Ortes Masserberg im südöstlichen Winkel des gleichbenannten Kartenblattes, wo sich deshalb auch das Profil der untersten Stufen des Unterrothliegenden auf der Unterlage des Schiefergebirges, die Aufeinanderfolge von Sedimenten, Tuffen, Trümmertuffen und lagerhaftem Porphyrit, besonders gut erkennen lässt.

kommen sein soll. Wir werden demnach auch für unser Rothliegendes auf die Wirksamkeit von gebirgsbildenden (geotektonischen) Vorgängen geführt, wie sie einerseits bekanntlich schon in der Ausgestaltung der Lagerung des alten Schiefergebirges in grossartiger Weise sich geäussert haben, andererseits aber auch, in viel späterer Zeit, wenn auch in abgeschwächter Weise, beim Zustandekommen der jetzigen Lagerung der mesozoischen Systeme, die den Thüringer Wald einfassen, eine bedeutende Rolle gespielt haben. Was diese jüngeren Schichten betrifft, so sei hier nur in Kürze erwähnt, dass nach einer Reihe von Beobachtungen früherer und jetziger Geologen mindestens die beiden Richtungen SW.—NO. und NW.—SO. (annähernd), also ungefähr wieder die erzgebirgische und die hercynische Richtung der alten Schiefergebirgsfaltung, in Betracht kommen, und zwar nicht nur für die Verwerfungen, sondern auch für die Sattel- und Muldenzüge, bezw. Auffaltungen der Schichten[1]). Halten wir uns einfach an den Umstand, dass sowohl solche geologische Systeme, welche im Alter unserem Rothliegenden vorangehen, als solche, welche ihm folgen, von ähnlichen gebirgsbildenden Bewegungen ergriffen worden sind, zu deren Aeusserungen Faltung wesentlich mit gehört, so findet darin die Auffassung jener Störungen, welche wir im Rothliegenden beobachten bezw. eines beträchtlichen Theils derselben, als

---

[1]) Einige wenige Literaturhinweise mögen genügen:

K. Th. Liebe erwähnt aus Ostthüringen eine nachcarbonische, nur noch flache Sättel hervorrufende Sattelbildung, die h. 5, also weder in erzgebirgischer noch in hercynischer Richtung streicht und an der die Schichten vom Rothliegenden bis zum Buntsandstein betheiligt sind. (»Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens«, in den Abhandl. zur geolog. Specialkarte von Preussen u. den thüring. Staaten, Bd. 5, Heft 4, S. 68.)

H. Pröscholdt bringt Sattel- und Muldenbiegungen zur Sprache, die in erzgebirgischer Richtung laufen, und von welchen Triasschichten im Meiningischen, vor der SW.-Seite des Thüringer Waldes durchzogen werden. (»Ueber gewisse nicht hercynische Störungen am SW.-Rand des Thüringer Waldes«, in diesem Jahrbuch für 1887.)

E. Zimmermann beschreibt in der Erläuterung zu Blatt Stadt-Ilm der geolog. Specialkarte von Preussen u. d. thüring. Staaten, 1892, S. 45 ff. näher eingehend das Wesen und gegenseitige Verhältniss der beiden sich etwa in erzgebirgischer und in hercynischer Richtung kreuzenden Faltungen, welche das Thüringische Becken nordwestlich vom Thüringer Walde durchziehen.

eine Art von Faltenbildung oder Aufsattelung, eine entschiedene Stütze.

Schwieriger als diese Erkenntniss ist die Beantwortung der Frage, zu welcher Zeit die Sattelungen im Rothliegenden sich vollzogen haben. Das Nächstliegende ist hier wohl, sie zeitlich und dem Wesen nach als zusammenfallend anzunehmen mit den Gebirgsbewegungen, welche die jüngeren Schichten, von denen hier namentlich die Systeme von der Trias bis in den Jura hinein in Betracht kommen, zu einer späteren Zeit, nämlich im Tertiär, ergriffen haben.

Gegen dieses zeitliche Zusammenfallen scheint der Umstand zu sprechen, dass die Unregelmässigkeiten in der Lagerung des Rothliegenden viel verwickelter aussehen und sich viel weniger leicht auf jene wenigen bestimmten Richtungen beziehen lassen, als dies in den jüngeren Systemen der Fall ist; nach dem Kartenbild zu urtheilen möchte man in der That die Störungen in beiderlei Gebieten für heterogener Natur halten. Es sind jedoch, wie mir scheint, hierbei gewisse Punkte nicht zu übersehen.

Zunächst nämlich besteht ein wesentlicher Unterschied in der Form wie im Material der durch die Gebirgskräfte mechanisch zu beanspruchenden Lagerkörper, einerseits beim Rothliegenden, andererseits bei den jüngeren Gruppen; dort haben wir in den lavaartigen Ergussmassen, wie auch in den Tuffen und Sedimenten, grossentheils nur örtlich entwickelte, in ihrer Mächtigkeit stark wechselnde, also sehr unregelmässig gestaltete und nicht annähernd parallele, überdies in den physicalischen Eigenschaften des Materials, namentlich in ihrer Festigkeit, also grösseren oder geringeren Nachgiebigkeit gegenüber der Beanspruchung durch Zug und Druck, sehr verschiedenartige Gebirgsglieder; bei den jüngeren Systemen dagegen besteht in den angeführten Punkten eine grössere Gleichheit und Gleichartigkeit unter den einzelnen, aufeinanderfolgenden Stufen des Profils. Dass nun dieser Unterschied in dem Ausfall der mechanischen Wirkungen hebender und senkender sowie faltender Gebirgskräfte seinen Ausdruck finden musste, in der Art, dass auch die Lagerungsstörungen im zweiten Falle mehr Regelmässigkeit in ihrer Anordnung und räumlichen Vertheilung

zur Schau tragen als im ersten, dies ist nicht zu bezweifeln. Ist es doch in überaus zahlreichen Fällen beobachtet und bestätigt worden, und muss geradezu als ein Axiom dieses Theiles der Geologie bezeichnet werden, dass die Beschaffenheit des Gesteinsmateriales von entscheidendem Einfluss auf die Wirkungen des Gebirgsdruckes ist.

Ferner ist darauf hinzuweisen, dass zur Zeit als die Aufsattelungen in den jüngeren Systemen stattfanden, die orographische Scheidung in Thüringer Wald und vorgelagerte Hügel- und Stufenlandschaft noch nicht bestand, höchstens vielleicht sich vorbereitete, und dass damals die jetzt verschwundene Fortsetzung der jüngeren Schichten sich als Decke über das Rothliegende hinzog [1]). Es ist unter dieser Voraussetzug denkbar, dass die Aufsattelungen schon wegen des Unterschiedes in dem durch die Mächtigkeit des aufruhenden Gebirges bedingten Druck sich bei den jüngeren Systemen etwas anders vollzogen, als bei dem Rothliegenden. Doch möchte ich auf diesen Punkt weniger Gewicht legen als auf den vorher erörterten.

Die Möglichkeit eines wenigstens theilweisen Zusammenfallens der Aufsattelungen im Rothliegenden mit denen in den jüngeren

---

[1]) Eine Zusammenstauchung des Rothliegenden unter einer Decke jüngerer Systeme nahm auch E. E. Schmid an, wenn er in seiner Abhandlung: »Die quarzfreien Porphyre des centralen Thüringer Waldgebirges etc.«, Jena 1880, welche die Umgegend von Ilmenau vorwiegend in petrographischer Hinsicht zum Gegenstand hat, S. 93, 94, sagt: »Bei der minimalen Plasticität und Elasticität der Porphyre kann freilich eine Zusammenschiebung an der Erdoberfläche nicht zu solchen zusammenhängenden Biegungen führen, wie wir sie an den Porphyrbänken beobachten, wenn auch dieselben oft genug durch Spaltungen und Zertrümmerungen unterbrochen sind. Sie setzen vielmehr einen allseitig starken Druck, zugleich wirksam mit der Zusammenschiebung voraus, wie ihn eine bis zur oberen Trias hinaufreichende Gewölbdecke ausüben konnte. Was wir jetzt nach theilweiser, aber überall tiefer Abtragung dieser Gewölbdecke noch vor uns haben, ist nicht das Resultat der activen Emportreibung eines Porphyrmassivs zwischen auseinandergedrängten Spaltenrändern, sondern der faltigen Auftreibung eines Bodens, dessen emporgedrängter Tiefe der Porphyr angehörte, durch seitlichen Zusammenschub, einer theilweisen Abtragung dieser Auftreibung und dadurch Entblössung (Denudation) der Tiefe. Die Rolle, welche die Porphyre dabei spielen, ist eine rein passive.«

Schichten muss nach den vorstehenden Ausführungen wohl zugegeben werden.

Weniger Wahrscheinlichkeit dürfte es für sich haben, wenn man die Aufbiegungen des Rothliegenden in die Zwischenzeit vor der Ausbildung der Störungen in den jüngeren Systemen und nach dem Ende der Rothliegendperiode selbst, also in die mesozoische Aera, setzen wollte. Denn in diesem Falle würden sich die immerhin bedeutenden Aufsattelungen im Rothliegenden kaum haben vollziehen können, ohne die gerade schon vorhandenen mesozoischen Sedimente mit zu ergreifen, was für die später zur Ablagerung gelangten Sedimente ungleichförmige Auflagerungen zur Folge gehabt hätte. In Wirklichkeit liegt diese ganze Reihe aber im Wesentlichen gleichförmig auf einander.

Dagegen müssen wir nun noch specieller auf die Frage eingehen, ob nicht die in Rede stehenden Störungen unseres Gebirges sich bereits zur Zeit des Rothliegenden selbst vollziehen, mindestens theilweise vollziehen, oder vorbereiten konnten.

Den sichersten Beweis hierfür würden solche Stellen liefern, wo wir aufgesattelte Schichten und Lager des Rothliegenden von Zechstein, etwa auch noch Buntsandstein discordant überlagert fänden. Solche Stellen sind mir indess, soweit ich das Gebiet untersucht habe, nicht bekannt geworden. Ein weiteres Anzeichen für bereits zur Zeit des Rothliegenden eingetretene Schichtenaufrichtungen könnten wir in gewissen Gängen finden, welche, während das sie erfüllende Eruptivgestein sicher dem Rothliegenden angehört, geradlinig und anscheinend ungestört durch sichtlich aufgerichtete Tuff- etc. Schichten und Eruptivgesteinslager hindurchsetzen, wie das im unteren Schobsethal, unweit Gehren, mit einigen Porphyrgängen von allerdings nicht sehr langem Verlaufe der Fall ist [1]). Aber ganz abgesehen von solchen Vorkommnissen unterliegt es wohl keinem Zweifel, dass es schon zur Zeit des Rothliegenden selbst, mit der fortschreitenden Bildung neuer Sedimente und Eruptivmassen, an Dislocationen der bereits vor-

[1]) Vergl. die Ausführungen von Lossen in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1891 (Band 43), S. 538 ff.

handenen Lager, in Folge der immer wieder auf's Neue einsetzenden eruptiven Thätigkeit nicht gefehlt haben kann, wenn es auch weniger erweislich sein wird, wie weit diese Störungen bereits in eigentlichen Aufsattelungen, wie weit nur in Niveauveränderungen, einfachen Hebungen, Senkungen, Verwerfungen bestanden haben mögen.

Weiter unten kommen wir hierauf zurück, um vorher noch eine für unseren Gegenstand zwar nebensächliche, an sich aber und für die dynamische Geologie überhaupt sehr wichtige Frage zu berühren, nämlich die, in welchen Beziehungen die Aufsattelungen und Einmuldungen des Rothliegenden und der folgenden Systeme zu jenem noch grossartigeren Faltungsvorgang stehen mögen, welcher das alte Schiefergebirge bis einschliesslich des Culm aufgerichtet und in zahllose Sättel und Mulden nach ganz bestimmten Richtungen zusammengeschoben hat, ein Vorgang dessen Wirksamkeit bekanntlich in die carbonische Periode zu setzen ist. Dass hier in letzter Instanz ein genetischer Zusammenhang zu suchen sein wird, unterliegt wohl keinem Zweifel. Es würde für unseren besonderen Fall sogar ziemlich nahe liegen an eine directe Fortsetzung oder gleichsam an nachträgliche Aeusserungen jenes carbonischen Faltungsprocesses in der Periode des Rothliegenden zu denken. Ich muss indess gestehen, dass ich ein nachträgliches Wirken der Schiefergebirgsfaltung für nicht leicht verständlich halte. Denn die Erscheinungen der Transversalschieferung und der Parallelklüftung in den alten Schiefern weisen doch gerade darauf hin, dass der Faltungsact an dem Schiefergebirgskörper sich gewissermaassen erschöpft hatte und abgeschlossen war, und dass fortgesetzte Beanspruchung desselben durch die Druckkräfte in der Erdrinde sich nun in anderer Weise, eben in jenen anderen Erscheinungen mechanischer Natur, geltend machen musste. Schieferung und Klüftung des Schiefergebirges sind aber älter als die demselben discordant aufgelagerten Bildungen, zu denen schon das Rothliegende gehört, und setzen in ihren für die alten Schiefer charakteristischen Eigenthümlichkeiten nicht in die aufgelagerten jüngeren Formationen hinein. Die Annahme einer directen Fortsetzung der alten Schiefergebirgsfaltung zur Zeit des

Rothliegenden hat demnach, wie ich glaube, ihre Bedenken, und man könnte hiernach versucht sein, sich jene späteren Faltungsvorgänge etwas anders geartet, wesentlich oberflächlicher verlaufend, zu denken. Dennoch sehen wir, dass die unmittelbare Unterlage der allem Anschein nach ziemlich stark auf- und abgebogenen Bildungen des Rothliegenden, das ist die Oberfläche des alten Schiefergebirges, diese unregelmässigen Wellen mitmacht [1]).

Doch verlassen wir diese schwierige Frage und kehren zu unserem Thema zurück, so müssen wir nunmehr auf den vorhin schon angedeuteten Punkt zu sprechen kommen, nämlich diejenigen Unregelmässigkeiten, mit welchen die Lagerung des Rothliegenden schon von Anfang an behaftet war. Mögen wir späteren Störungen noch so viel Einfluss beim Zustandekommen der jetzigen, unregelmässigen Lagerung in dem uns hier interessirenden Gebiet einräumen, so lässt sich doch schwerlich verkennen, dass zu derselben zum Theil schon in den eigenthümlichen Bildungsverhältnissen dieser Formation der Grund gelegt, sozusagen gewisse Linien vorgezeichnet waren, und dass schon aus dieser Ursache die Lagerung der Glieder des Rothliegenden ein anders geartetes Bild gewähren muss, als die der jüngeren Systeme.

Wir müssen hier vor Allem den Umstand in den Vordergrund stellen, dass sich sämmtliche Glieder unseres Rothliegenden, namentlich des Unteren, in sehr unregelmässiger Weise abgesetzt haben; sie haben offenbar, von Anfang an, einen sehr unebenen Boden vorgefunden, und sie mögen zum Theil auch, wenigstens die Ergussmassen, von vorn herein mit sehr unebener Oberfläche den festen Zustand angenommen haben. An theilweiser Wiederzerstörung des schon Gebildeten, durch Wasser und durch explosive Wirkungen kann es ebenfalls zwischendurch nicht gefehlt haben; die Producte dieser Zerstörung finden wir in den höher

[1]) Die Annahme, dass hier weiter nichts als der alte, durch frühere Gebirgsfaltung und dann folgende Erosion hergestellte Ablagerungsboden des Rothliegenden in unveränderter Form vorläge, verbietet sich aus Gründen, die zum Theil nahe liegen, deren Erörterung hier aber zu weit führen würde, ebenfalls. Bis zu einem gewissen Grade mögen Züge der ehemaligen Oberflächenform, Erhabenheiten, Einbuchtungen des früheren Reliefs, allerdings hier und da sozusagen noch durchleuchten.

folgenden Lagern wieder. Im Zusammenhang damit steht die bereits erwähnte, fortgesetzt übergreifende Lagerung der einzelnen Glieder zu einander, die sich darin äussert, dass von dem Gesammtprofil, welches die zeitliche Aufeinanderfolge aller Bildungen ausdrückt, bald ein, bald mehrere, bald viele Glieder fehlen können; und zwar findet diese Lückenhaftigkeit von Ort zu Ort statt, und können sich diese Unregelmässigkeiten in geringem Umkreis in mehrfachen Combinationen abspielen. Die einzelnen Lager und Lagertheile müssen mithin schon von vorn herein von recht unregelmässig gestalteten Flächen begrenzt gewesen sein; hier und da mögen Lücken den räumlichen Zusammenhang eines solchen Lagers unterbrochen haben.

Es ist wohl keine Frage, dass die lebhafte eruptive Thätigkeit, welche während dieser Zeit herrschte, eine grosse Rolle bei den erwähnten Unregelmässigkeiten der Bodengestaltung gespielt hat. Wie immer in solchen geologischen Perioden war diese Thätigkeit nicht continuirlich sondern intermittirend; daher finden wir nun eine ganze Reihe verschiedenartiger effusiver Gesteinslager und verschiedenartiger Tuffabsätze, mit wiederholter Zwischenschaltung rein sedimentärer Gesteine, im geologischen Verbande unseres Unteren Rothliegenden vereinigt. Diese wiederholt einsetzende eruptive Thätigkeit hat sich aber schwerlich ohne wiederholte Dislocationen vollzogen, welche die jedesmal bereits vorhandenen Lager betreffen und in ihrer Lage mehr oder minder verrücken mussten. Wenigstens weisen die zahlreichen und nach sehr verschiedenen Richtungen [1]) verlaufenden Gänge, welche das

[1]) Dass bei diesen Spalten und Gängen, die in die Zeit des Rothliegenden fallen, auch damals schon jene Richtungen vertreten sind, welche bei den späteren Störungen (Verwerfungen) eine hervorragende Rolle spielen, ist selbstverständlich. Die »hercynische« Richtung, NW.—SO. tritt z. B. bei den Gängen von Porphyr mit grossen Quarz- und Orthoklas-Einschlüssen hervor, welche in der Gegend von Ilmenau vom Lindenberg und Flossberg über den Aechtlersberg, Kienberg und Steinberg verlaufen, und von denen der eine noch dadurch interessant ist, dass er am Flossberg, nahe bei Ilmenau, in die Form eines Intrusivlagers zwischen einem System gebänderter Tuffe und einem Glimmerporphyritlager übergeht. Die Richtung N.—S. zeigt sich deutlich an einigen Porphyrgängen an der Nordseite des Schobsethales unweit Gehren. Die genannten Gänge gehören sicher der Zeit des Unterrothliegenden an, in dessen Lagern ihre Gesteine vertreten sind.

Schiefergebirge in der Nähe der ihm aufgelagerten Bildungen des Rothliegenden durchsetzen und von denselben Eruptivgesteinen erfüllt sind, welche auch die Decken bezw. Lager des letzteren zusammensetzen, auf ebenso zahlreiche Zerspaltungen der ganzen Grundlage hin, und dass mit denselben auch gegenseitige Verschiebungen der getrennten Gebirgstheile Hand in Hand gingen, ist mindestens wahrscheinlich. Die häufig wiederholten Aenderungen in der Gestalt des Bodens, auf dem sich die einzelnen Neubildungen absetzten, das fortwährende Uebergreifen derselben, mögen hierin zum Theil ihre Erklärung finden.

Was die Art und Weise der Eruptionen selbst betrifft, so können wir darüber nur Vermuthungen äussern. Auf das Vorhandensein einer Wasserbedecknng bei der Bildung der Lager des Rothliegenden weisen schon die wiederholt erscheinenden rein sedimentären Gesteine, und die deutlich geschichteten Tuffe; wie weit diese Bedeckung aber zusammenhängend oder unterbrochen war, und wie weit die bei den Eruptionen gelieferten Massen unter oder über Wasser ihren Austritt fanden, entzieht sich sicherer Ermittelung. Vulkancentren dürften schwerlich nachweisbar sein, andererseits ist es mir auch nicht gelungen, einen directen Zusammenhang eines Ganges mit einem sicher effusiven (nicht intrusiven) Lager oder einer Decke aufzufinden [1]). Explosive und zerstäubende Wirkungen sind durch das Vorhandensein von feinen Tuffen wie von Tuffbreccien oder Trümmertuffen als erwiesen anzusehen. Mit solchen Wirkungen combinirt, dürften auch hier, wie anderwärts, Massenergüsse aus Spalten stattgefunden haben, welche zu ihrem Abfluss mehr oder minder stark geneigten Boden vorfanden und so Ergussmassen von sehr ungleicher Stärke an verschiedenen Stellen liefern konnten. Nehmen wir hierzu einen mehrfachen Wechsel in den Ergüssen von Porphyr und Porphyrit, oder ein wiederholtes Ueberflossenwerden des einen durch den anderen, aus verschiedenen Spalten, so würden für diese beiden

---

[1]) Der Nachweis von vulkanischen Centren und des Zusammenhangs von Gängen mit Decken, welcher ja nachträglich vielfach durch Erosion aufgehoben werden konnte, ist bekanntlich auch anderwärts in derartigen alten eruptiven Formationen schwierig.

Haupt-Eruptivgesteine unseres Gebietes, welche in ihrer Ausbreitung einen beträchtlichen Theil desselben einnehmen und nachgewiesenermaassen zeitlich mehrmals mit einander wechseln, die hier besonders grossen und auffallenden Unregelmässigkeiten der gegenseitigen Lagerung dem Verständniss etwas näher gerückt werden [1]).

---

[1]) Porphyr (Quarzporphyr, Felsitporphyr, oft fluidal und sphärolithisch) und Porphyrit (Glimmerporphyrit) lagern durch beträchtliche Strecken unseres Gebietes hindurch nahe zusammen in oft recht schwer zu verstehender Weise, so dass die gegenseitige Abgrenzung sehr schwierig wird und die Kartenaufnahme sich hier zu einer sehr mühsamen Arbeit gestaltet. Man ist dabei zum allergrössten Theil nur auf lose umherliegendes Material angewiesen. Die beiderlei Gesteine liegen durch geräumige Strecken hin, sowohl flachere als namentlich stärker geneigte, ganz durcheinander, und man kann sich an den Abhängen oft genug an vorragenden Felsen überzeugen, dass zwischen dem gemischten Schutt beiderlei Eruptivgesteine an ganz verschiedenen Stellen über den Hang hinab anstehend verbreitet sind. An einigen Orten, so im oberen Schobsethal, bemerkt man an Strassenanschnitten, dass beide Gesteine in kurzer Strecke wiederholt anstehend wechseln. Im Ganzen jedoch muss man sich bei der Beurtheilung der Verbreitung dieser Gesteine, wie gesagt, an die losen Massen halten. Deutlich aufgeschlossene Grenzen oder Berührungsstellen der beiderlei Gesteine sind selten. — In vielen Strecken, so z. B. in der Gegend von Neustadt am Rennsteig, muss man wohl flache Ueberlagerung von Porphyrit durch Porphyr (an anderen Stellen umgekehrt) in dünner Decke annehmen; eine solche dünne Bedeckung kann zum Theil schon eine ursprüngliche (dünnes Ende eines Ergusses), zum Theil Werk der Denudation sein. Oft genug ist man jedoch nicht im Stande zu sagen, welches der beiden Gesteine das Hangende und welches das Liegende vorstellt.

Der Umstand, dass Porphyr und Porphyrit in dieser Gebirgsgegend räumlich so schwer auseinanderzuhalten sind, hat mich früher auf die Vorstellung von Schlieren geführt, wie ich dies auch in diesem Jahrbuch für 1885, S. XLIII. ausgesprochen habe. Es war dies ein Irrthum. Die beiderlei Gesteine sind im Allgemeinen petrographisch viel zu gut geschieden, und jedes beliebige, aufgelesene Bruchstück lässt sich, vereinzelte Fälle natürlich ausgenommen, viel zu sicher entweder als Porphyr oder als Porphyrit bestimmen, als dass man Schlierenbildungen einen irgendwie bedeutenden Einfluss bei der Entstehung der beiderseitigen Lager beimessen könnte. Eher ist an mehrfachen Wechsel dünner Lager oder Decken, bezw. an Ineinandergreifen von Enden solcher zu denken. Auch gangförmiges Durchsetzen des einen Gesteins durch das andere kommt an einer Anzahl von Stellen in Frage, wo die Kartirung zu keinem sicheren Ergebniss hierüber geführt hat. Porphyr und Porphyrit dürften also als solche in den unterirdischen Heerden schon selbständig neben einander bestanden und sich beim Aufsteigen im Allgemeinen nicht gemischt haben.

Für die Unregelmässigkeit der Lagerung unseres Rothliegenden glaube ich nach den vorstehenden Ausführungen in der während der Bildung des älteren Rothliegenden herrschenden eruptiven Thätigkeit mit ihren Begleiterscheinungen ein wichtiges und grundlegendes Moment erblicken zu dürfen. Damit stimmt es, wenn wir bei jüngeren Gliedern dieses geologischen Systems, welche erst aus der Zeit des Nachlassens oder Erlöschens jener Thätigkeit stammen, und ebenso auch in Rothliegend - Gebieten, wo vulkanische Vorgänge überhaupt sehr zurücktreten, wenn nicht fehlen, eine gleichmässigere, sozusagen ruhigere Lagerung finden [1]). Bekannt ist, dass die übergreifende Ablagerungsform mit der zeitlichen Annäherung an die höheren Dyasbildungen, und weiter an die Trias, zwar nicht verschwindet, im Allgemeinen aber grösseren und grösseren räumlichen Umfang annimmt, womit eine zunehmende Ausgleichung und Ausebnung des Ablagerungsbodens Hand in Hand geht.

Dass aber auch die späteren Gebirgsbewegungen, welche die mesozoischen Schichten nicht nur mit Verwerfungen durchfurchten, sondern ihnen auch Sattel- und Muldenbiegungen einprägten, die Lager des Rothliegenden schwerlich unberührt gelassen haben, ist weiter oben dargethan worden. Die Lagerungsformen desselben, wie sie uns jetzt vorliegen, mögen daher ein recht zusammengesetztes Ergebniss sein, dessen Zustandekommen durch eine gewisse Anzahl mitwirkender Factoren bedingt worden ist. Wir können uns vielleicht auch dahin aussprechen, dass der Ueberschuss an Unregelmässigkeiten in der Lagerung, welchen wir auf Seiten des Rothliegenden im Thüringer Walde finden, wenn wir dessen geologisches Kartenbild mit dem der mesozoischen Systeme beiderseits dieses Gebirges vergleichen, grossentheils auf Rechnung der oben angedeuteten Begleit- und Folgeerscheinungen der eruptiven Thätigkeit zu setzen ist.

---

[1]) Es mag, um bei einem nicht weit wegliegenden Beispiel zu bleiben, in dieser Hinsicht nur auf die Lagerung des Rothliegenden bei Stockheim (weiter südöstlich, auf dem früher von mir aufgenommenen Blatt Sonneberg gelegen) verwiesen werden. Aehnliche Beispiele liessen sich noch viele anführen.

# Bemerkungen über den „Paramelaphyr".

Von Herrn **H. Loretz** in Berlin.

Unter der Bezeichnung »Paramelaphyr« hat seiner Zeit E. E. Schmid[1]) einige Eruptivgesteine der Umgegend von Ilmenau in Thüringen zusammengefasst und von seinem »Glimmerporphyr« (Glimmerporphyrit) und »Melaphyr« getrennt. Insbesondere sind von ihm ein am Gotteskopf und am Tragberg unweit Amt Gehren in einer gewissen Verbreitung vorkommendes Gestein, ferner ein in der Gegend der »grossen Douche« oberhalb Ilmenau auf beiden Seiten des Ilmthals, sowohl an der Seite des Höllkopfes unter dem Kickelhahn, als an der Seite der Schwalbensteiner Wand auftretendes Gestein, und drittens gewisse »lichte Gesteine aus dem Steinbruch des Schneidemüllerskopfes« (oberhalb Kammerberg im Ilmthal) als Paramelaphyr bezeichnet und beschrieben worden[2]).

[1]) In seiner Abhandlung »Die quarzfreien Porphyre des centralen Thüringer Waldgebirges und ihre Begleiter«, Jena 1880, wozu das Referat von Rosenbusch im Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. Jahrgang 1881, I. Band S. 71 ff. zu vergleichen ist.

[2]) Siehe hierüber Schmid a. a. O. S. 67 f., sowie S. 25 f., 27 f. und 38 f.

Ueber die Ausdehnung dieser Vorkommnisse hat Schmid seine Ansicht auch in seiner geologischen Kartenaufnahme der Umgegend von Ilmenau, welche sich im Archiv der Königl. geolog. Landesanstalt befindet, zur Darstellung gebracht.

Das ebenfalls a. a. O. S. 67 erwähnte Vorkommen hierhergehörigen Gesteins am Mühlenrand bei Oehrenstock kann ich nicht bestätigen. Endlich soll dasselbe »an einer Mehrzahl von Stellen längs des nordwestlichen Thüringerwaldgebirges« zu finden sein.

Bei Gelegenheit der in den letzten Jahren zur Durchführung gelangten geologischen Aufnahme des Blattes Ilmenau für die geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, an welcher ausser dem Verfasser die Herren Scheibe und Zimmermann betheiligt waren, hat sich nun gezeigt, dass unter obigem Namen von Schmid drei Typen von Gesteinen vereinigt worden sind, welche auseinander gehalten werden sollten [1]).

Was zunächst das Gestein aus der Umgegend der Grossen Douche betrifft, so ist dies von Scheibe und Zimmermann in ihren bisher veröffentlichten Aufnahmeberichten (dieses Jahrbuch für 1888 S. LXIII ff., 1889, S. XLI ff., ,1890 S. LII ff.), ehe noch mikroskopische Untersuchungen vorlagen, mit Rücksicht auf die in demselben in grosser Menge porphyrisch eingesprengten Plagioklase, vorläufig als »Feldspathporphyrit« bezeichnet worden. Die weitere Prüfung hat dann die Zugehörigkeit dieses Gesteins zur Familie der Melaphyre ergeben.

Was sodann das lichte Gestein aus dem Steinbruch am Schneidemüllerskopf betrifft, so ist dasselbe nach den Untersuchungen der genannten Geologen mit dem ebendaselbst brechenden, die Hauptmasse bildenden, dunklen Gestein, von welchem es Schmid getrennt hatte, zu vereinigen und mit diesem zur Familie der Porphyrite zu stellen [2]), unter welchen es, wenigstens für das dortige Gebirge, ebenfalls als besonderer, kartographisch ausscheidbarer Typus gelten kann. Das als Lager vorkommende Gestein nimmt im Profil des Rothliegenden einen bestimmten Horizont ein; das Gleiche gilt von dem vorher genannten Gestein. (Scheibe und Zimmermann a. a. O.)

---

[1]) Dasselbe Resultat ergiebt auch schon eine Prüfung der von jenen Oertlichkeiten stammenden Handstücke in einer auf Veranlassung von Schmid zusammengestellten kleinen Sammlung von Gesteinstypen der Ilmenauer Gegend, welche der geologischen Landesanstalt überwiesen worden war. Es befinden sich bei denselben auch einige Probestücke mit der Bezeichnung Paramelaphyr.

[2]) Bereits Rosenbusch (Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine, 2. Auflage, S. 479) hat das Gestein vom Schneidemüllerskopf zu den Porphyriten gestellt. Schmid hatte das dunkle Gestein dieses Steinbruchs als Melaphyr beschrieben (a. a. O. S. 32—37).

Was endlich drittens das oben zuerst aufgeführte Gestein belangt, welches am Gotteskopf und am Tragberg, zwischen Gehren und Langewiesen, in dem von mir kartirten Theile des Blattes Ilmenau vorkommt, so besitzt auch dieses, schon für die Prüfung mit blossem Auge und mit der Lupe, genug besondere Merkmale, um nicht nur von den beiden eben genannten Gesteinsarten, sondern auch von den sonstigen in der Ilmenauer Gegend auftretenden Eruptivgesteinstypen getrennt gehalten und auf der Karte besonders dargestellt werden zu können.

Ich habe eben für dieses Gestein vom Gotteskopf u. s. w. in meinen vorläufigen Aufzeichnungen den Schmid'schen Namen »Paramelaphyr« einstweilen beibehalten, bis die Ergebnisse mikroskopischer und chemischer Untersuchung über dasselbe vorliegen würden, was nunmehr der Fall ist.

Im Folgenden sollen diese Ergebnisse vorgeführt und somit überhaupt eine kurze Beschreibung des fraglichen Gesteins vom Gotteskopf und Tragberg[1]) bei Gehren gegeben werden.

Ich bemerke gleich, dass das Gestein in seinem gesammten Habitus, wie namentlich in den, öfters nur sparsam und vereinzelt, mitunter aber auch reichlicher ausgeschiedenen Biotit-Einsprenglingen, eine Annäherung an gewisse Abänderungen des in unserer Gegend weitaus vorherrschenden Porphyrittypus, des augithaltigen Glimmerporphyrit, bekundet, sich von diesem jedoch durch das auffallende Zurücktreten von Plagioklas-Einsprenglingen, überhaupt porphyrisch ausgeschiedener Feldspäthe, wieder entfernt, jedenfalls aber zur Familie der Porphyrite zu stellen ist[2]).

Für das unbewaffnete Auge ist die durchaus vorwaltende Grundmasse des Gesteins dicht bis sehr dicht, von dunkelgrauer oder hellgrauer, meistens aber matt röthlichgrauer Färbung. Der

[1]) Genau genommen sind es die südsüdwestlich bis südwestlich von Langewiesen gelegenen Abhänge, die sich westwärts an den »Tragberg« der Karte anschliessen, welcher seinerseits gerade südlich von Langewiesen liegt.

[2]) Ebendahin hat es schon Rosenbusch (a. a. O. S. 471) auf Grund der Beschreibung von Schmid gerechnet. Dieser hatte jedenfalls, wie der von ihm gewählte Name sagt, eine grössere Verwandtschaft mit den Melaphyren angenommen, vorübergehend neigte auch ich dieser Ansicht zu.

nur schwache röthliche Ton wird durch einen gewissen Grad von Verwitterung bewirkt, in Folge deren sich aus chloritischem Umwandlungsproduct primärer Bestandtheile Eisenoxydpartikelchen durch die Masse des Gesteins hindurch ausgeschieden haben. In diesem Zustande pflegt das Gestein kein Kalkcarbonat mehr zu enthalten. Als porphyrische Einsprenglinge bemerkt man in dieser Grundmasse zunächst Biotitblättchen, meistens nur sparsam bis vereinzelt, hier und da auch in reichlicherer Menge; an manchen Handstücken lässt sich ein gewisser Parallelismus in ihrer Anordnung nicht verkennen. Bei grösserem Biotitgehalt wird die Annäherung an den Glimmerporphyrittypus recht merklich, doch besteht, wie gesagt, in den nur sparsam auftretenden Plagioklas-Einsprenglingen ein Unterschied. Bei den Glimmerporphyriten unseres Gebietes kommt es im Gegentheil häufiger vor, dass, während der zersetzte Glimmer bei der Untersuchung ohne Mikroskop nicht mehr hervortritt, die Plagioklas-Einsprenglinge sich in Menge desto deutlicher hervorheben. Ausser den Glimmerblättchen machen sich fast immer kleine Durchschnitte von etwa länglich-rechteckiger Gestalt eines zweiten Einsprenglings bemerklich, von welchem mitunter noch glasglänzende, chloritisch grün gefärbte Substanz vorhanden ist, der aber noch öfter gelblich verfärbt, mehr oder minder ausgewittert, oder auch mit Hinterlassung von etwas Eisenoxyd verschwunden ist, und den man auch ohne mikroskopische Untersuchung für Augit halten wird. Feldspäthe als Einsprenglinge sind in der Regel auffallend wenig vorhanden. — Als zufälliger, fremdartiger Einschluss wurde einmal ein Bröckchen Quarz beobachtet, in einem anderen Fall ein Stückchen eines Eruptivgesteins, welches mir Glimmerporphyrit zu sein schien.

Bei der Untersuchung von Dünnschliffen mittels des Mikroskops findet man eine holokrystalline, mikrokrystalline Grundmasse, bestehend aus kleinen bis sehr kleinen Feldspathindividuen von vorherrschend kürzeren Dimensionen, theils mehr leistenförmig, theils von etwas breiterem Querschnitt. Jene sind im Allgemeinen nicht polysynthetisch, sondern nur einfach bis mehrfach gestreift oder verzwillingt; sie sind wohl als Kalknatronfeldspäthe anzusehen, während die kurzen, breiten, ungestreiften Querschnitte,

von welchen in einigen Präparaten ein nicht unbedeutender Antheil vorhanden ist, mit Rücksicht auf die Höhe des Kaligehaltes der Analysen Orthoklas sein dürften. In der Structur des Feldspathgrundgewebes scheint mitunter fluidale Anordnung zu fehlen; öfter aber ist Annäherung an solche unverkennbar, und wenn dieselbe dann auch nicht durch die ganze Masse hindurch deutlich hervortritt, so ist dies doch umsomehr in der Nähe grösserer Einsprenglinge (Biotit, Augit) der Fall. Quarz kommt mitunter primär, als Füllung der Räumchen vor, welche die Feldspathindividuen der Grundmasse zwischen sich lassen. Ebenso dürfte mitunter Augit vorkommen, nur dass die betreffenden Theile stets umgewandelt sind.

Grössere, porphyrisch ausgeschiedene Feldspath-, bezw. Plagioklas-Einsprenglinge machen sich auch im Dünnschliff nur vereinzelt bemerklich und es ist dies, wie gesagt, zum Unterschied von Glimmerporphyrit, bezeichnend für dieses Gestein.

Im Uebrigen ist von Einsprenglingen in erster Linie der Biotit zu nennen, dessen Blättchen, bald sparsamer, bald etwas reichlicher, kaum die Menge erreichen, wie sie bei den Glimmerporphyriten und noch mehr den Kersantiten unseres Gebietes sich einstellt. In der Regel findet man den Glimmer schon entfärbt und zersetzt, wobei sich mitunter noch chloritische Umwandlungsproducte, auch wohl noch etwas Kalkspath, geltend machen, öfter noch nur Eisenoxyd hinterblieben ist. In einer Anzahl von Präparaten erscheinen neben dem porphyrisch eingesprengten, meist zersetzten Biotit in beträchtlicher Zahl kleine, hellere, von jenem leicht zu unterscheidende Biotitblättchen von sehr frischem Aussehen, welche manchmal in eigenthümlicher Verbindung und scheinbar Verwachsung mit Chlorit zu stehen scheinen, in anderen Fällen aber auch als Ausscheidungen der zweiten Generation zwischen und mit den Feldspäthen der Grundmasse zu deuten sein möchten[1]. Nächst dem Biotit ist Augit als Einsprengling

---

[1]) Herr Dr. Max Koch, der wieder die Güte hatte, meine Präparate durchzusehen und mir seine Beobachtungen mitzutheilen, machte mich auf dieses Vorkommen besonders aufmerksam.

zu nennen. Von demselben sind indess gewöhnlich keine Reste in Substanz mehr erhalten; das Mineral ist dann nur an der äusseren Form von Pseudomorphosen kenntlich, welche von den gewöhnlichen Umwandlungsproducten, chloritische Substanz, Quarz und Kalkspath, erfüllt sind; öfters fehlt selbst eine deutliche krystallographische Umgrenzung dieser Pseudomorphosen. Die Umsetzungsproducte von Biotit und Augit, chloritische Substanz und in zweiter Linie Eisenoxyde, Kalkspath, Quarz, haben sich dann aber auch weiterhin durch die Grundmasse verbreitet; ersteres durchstäubt dieselbe in feinen Partikeln und bewirkt die röthliche Färbung des Gesteins. Die beiden letzteren haben sich mitunter auf feinen Klüftchen angesammelt; der kohlensaure Kalk ist übrigens meistens ganz verschwunden. In einigen Gesteinsproben, die zugleich ein etwas dunkleres, frischeres Ansehen bewahrt haben, zeigen sich aber auch noch recht wohlerhaltene Augit-Einsprenglinge im Dünnschliff[1]). Magneteisen, oder wohl gewöhnlich Titan-Magneteisen[2]), oft mit deutlich rechteckigem oder dreieckigem Umriss, scheint stets in verschieden reichlicher Menge vorhanden zu sein; vielfach ist aber schon Umwandlung in der gewöhnlichen Weise eingetreten, so dass sich Eisenoxyd und andererseits auch weissliche, leukoxenische Substanz gebildet hat. Selten sind auch gelbliche Kiespartikelchen, wohl Schwefeleisen, wahrnehmbar. Apatit in feinen Nädelchen ist stets vorhanden.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins geht aus umstehenden Analysen hervor.

Die Analysen I. bis V. sind im Laboratorium der Königl. preuss. geologischen Landesanstalt und Bergakademie ausgeführt worden.

Betrachten wir zunächst die Analysen I. bis V. Der Gehalt an Kieselsäure (53,92—57,49), an alkalischen Erden (5,80—8,18) und an Alkalien (8,72—11,02) weist ohne Zweifel auf die Zutheilung des Gesteins zur Gruppe der Porphyrite.

---

[1]) Das Vorkommen von Hornblende als Einsprengling bleibt fraglich, jedenfalls konnten keine als solche erhaltenen Reste constatirt werden.

[2]) Im Gegensatz zu Schmid (a. a. O. S. 25) konnte ich mich von dem Vorhandensein magnetischer Theilchen überzeugen.

| | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . | 53,92 | 54,64 | 56,29 | 56,99 | 57,49 | 58,25 | |
| $TiO_2$ . . . . . | 1,08 | 1,47 | Spur | 0,83 | 0,94 | 0,53 | Titanoxyd |
| $Al_2O_3$ . . . . . | 16,60 | 17,13 | 15,52 | 15,65 | 16,54 | 16,19 | ($Al_2O_3 + P_2O_5$) |
| $Fe_2O_3$ . . . . | 6,87 | 6,79 | 5,28 | 3,56 | 4,85 | 8,74 | ($Fe_2O_3 + Mn_2O_3$) |
| $FeO$ . . . . . | 0,99 | 1,17 | 0,84 | 1,99 | 0,63 | 1,29 | |
| $CaO$ . . . . . | 3,54 | 3,28 | 2,47 | 3,75 | 1,07 | 1,25 | |
| $MgO$ . . . . . | 4,26 | 3,00 | 5,31 | 4,43 | 4,73 | 2,45 | |
| $K_2O$ . . . . . | 7,45 | 6,29 | 5,26 | 6,50 | 7,23 | 3,91 | |
| $Na_2O$ . . . . . | 3,22 | 4,43 | 3,46 | 4,41 | 3,79 | 5,75 | |
| $H_2O$ . . . . . | 2,15 | 2,00 | 3,86 | 2,22 | 3,08 | 1,50 | (Glühverlust) |
| $SO_3$ . . . . . | 0,13 | 0,13 | 0,16 | 0,10 | 0,11 | — | |
| $P_2O_5$ . . . . . | 0,62 | 0,42 | 0,37 | 0,41 | 0,43 | — | |
| $CO_2$ . . . . . | — | — | 0,95 | — | — | — | |
| | 100,83 | 100,75 | 99,77 | 100,84 | 100,89 | 99,84 | |
| Spec. Gew. . . | 2,7089 | 2,7195 | 2,660 | 2,6808 | 2,6175 | 2,65 | |
| | Hesse. | Dr. Fischer. | Dr. K. Klüss. | Dr. Fischer. | Dr. Preissler. | | |

I. Von dem Abhang südwestlich von Langewiesen (westlich vom Tragberg der Karte.

II. Ebendaher.

III. Von der NO.-Seite des Gotteskopfes unweit Gehren.

IV. Vom Gotteskopf.

V. Ebendaher.

VI. Von der SO.-Seite des Gotteskopfes nach E. E. Schmid (a. a. O. S. 26).

Von den analysirten Proben zeigt nur eine noch einen Gehalt an Kalkcarbonat, bei den übrigen muss dasselbe schon wieder weggeführt worden sein. Da die Grundmassenfeldspäthe im Allgemeinen noch frisch aussehen und Feldspath-Einsprenglinge überhaupt nur vereinzelt auftreten, so ist das Kalkcarbonat aus dem augitischen Bestandtheil abzuleiten, in dessen Pseudomorphosen es ja auch oft noch mikroskopisch wahrnehmbar ist. Die Höhe des Kaligehaltes spricht, wie schon oben bemerkt, für das Vorhandensein von Orthoklas in der Grundmasse; umsomehr als der Gehalt an Biotit im Allgemeinen gering und grossentheils zersetzt ist.

Ein Vergleich dieser Analysen (I. bis V.) mit den früher von mir in diesem Jahrbuch (Jahrgang 1888, S. 284 ff., besonders S. 308) veröffentlichten Analysen einiger anderen Eruptivgesteinstypen aus benachbarten Theilen des Thüringer Waldes ergiebt, dass unser »Paramelaphyr« aus der Gegend von Gehren in seiner

chemischen Zusammensetzung, besonders auch nach seinem Gehalte an Kieselsäure, an alkalischen Erden und an Alkalien dem Typus »Glimmerporphyrit«, der ja auch sehr gewöhnlich Augit enthält, am nächsten kommt[1] (wie schon weiter oben bei Besprechung der äusseren Kennzeichen und des allgemeinen Habitus des Gesteins bemerkt wurde); etwas mehr entfernt er sich schon von den dort angeführten Kersantiten, und noch mehr von den Melaphyren.

Die von Schmid gegebene Analyse (VI.) des Gotteskopfgesteins entfernt sich in einigen wichtigen Punkten nicht ganz unerheblich von den obigen, so dass wir sie, umsomehr als das betreffende Handstück nicht vorliegt, lieber ausser Betracht lassen.

Was endlich das geologische Auftreten unseres Gesteins betrifft, so nimmt dasselbe in sehr einheitlicher Weise den oberen Theil oder den eigentlichen Kopf der als Gotteskopf bezeichneten Höhe westlich von Gehren ein; es bildet hier mit Ausschluss anderen Gesteins eine zusammenhängende, kaum einmal durch anstehenden Fels unterbrochene Steinschutthalde. Die Stücke sind plattig und mit dem Hammer klingend. Der grösste Durchmesser dieses Vorkommens ist übrigens nur etwa 500 Schritt. Dasselbe Gestein kehrt auf der Höhe nördlich gegenüber dem Gotteskopf auf der anderen Seite des Lohmethals, westwärts vom Tragberg, wieder, und zieht sich von da, stets in Form loser Massen, am sanften Abhang gegen das Ilmthal abwärts (von hier die unter I. und II. analysirten Proben), liegt aber hier mit anderweitigen Eruptivgesteinstypen, nämlich Glimmerporphyrit, Porphyrit wie der vom Schneidemüllerskopf (s. o.), und selbst Melaphyr, so zusammen, dass eine kartographische Trennung äusserst erschwert ist; selbst Blöcke von Sedimentgestein (Arkose), welche wahrscheinlich die Unterlage der eruptiven Ergussgesteine andeuten, kommen hier in Menge vor; ihre Anwesenheit lässt übrigens auf eine tiefe Stellung der mitvorkommenden Eruptivmassen im Rothliegenden-Profil schliessen. Am Gotteskopf scheint das in Rede

---

[1]) Es mögen dazu auch noch die von Schmid a. a. O. S. 10, 2 und 3 angegebenen Analysen zweier Glimmerporphyrite verglichen werden.

stehende Gestein auf der Westseite von Trümmertuff, auf der Ostseite dagegen von Glimmerporphyrit unterlagert zu werden, mit welchen aber auch Kersantit und vereinzelt Melaphyr vorkommen, von denen jener wahrscheinlich als locale petrographische Differenzirung des Porphyritmagmas aufzufassen ist (wie auch an anderen Stellen der Blätter Ilmenau und Masserberg), dieser möglicherweise gangartig auftreten könnte. Soweit sich aus den angeführten, allerdings nicht eben günstigen Aufschlüssen ein Bild über den geologischen Verband des Gesteins gewinnen lässt, wird man sagen können, dass dasselbe ein dem Glimmerporphyrit (welcher seinerseits an Masse und Verbreitung den Haupttypus der Porphyrite unseres Gebirges darstellt) unter- oder eingeordnetes Lager darstellt. Schmid scheint sich ebenfalls dieser Ansicht zugeneigt zu haben, wenn er (a. a. O. S. 67) sagt: »Die Gesteine, welche als Paramelaphyr für sich gestellt werden sollen, treten weder an der Oberfläche gleich breit auf, wie die Glimmerporphyre, noch reichen sie gleich mächtig in die Tiefe, sie bilden vielmehr einige, allerdings entschieden selbständig den Glimmerporphyr durchlagernde Bänke«.

Sowohl am Gotteskopf als namentlich an den Abhängen beim Tragberg kommen poröse Abänderungen unseres Gesteins vor. Die Hohlräume sind entweder mehr flach und ziemlich in gleicher Richtung angeordnet oder so gerundet, dass das Ansehen geradezu ein blasiges wird; dieses letztere Verhalten findet sich besonders an mehreren Stellen der zuletzt genannten Oertlichkeit. — Dieselbe Erscheinung findet sich übrigens auch an dem viel verbreiteteren Typus, dem Glimmerporphyrit, wenn auch im Ganzen sehr zurücktretend.

Wie aus den vorstehenden Ausführungen hervorgeht, ist der Name »Paramelaphyr« entbehrlich. Die unter ihm zusammengefassten Gesteine fallen zum grösseren Theile der Familie der Porphyrite, zum kleineren der der Melaphyre zu. Insbesondere ist das hier näher beschriebene Gestein vom Gotteskopf und von den Abhängen beim Tragberg, unweit Gehren und Langewiesen in Thüringen, der Porphyrit-Gruppe zuzutheilen.

# Untersuchungen über die Diagonalstructur verschiedener Schichten mit Rücksicht auf die Entstehung derselben im Buntsandstein und über die Bewegungen zwischen Landfeste und Meer zur Zeit der Ablagerung des Buntsandsteins und des Muschelkalks in Deutschland.

Von Herrn **W. Frantzen** in Meiningen.

(Hierzu Tafel XI—XVI.)

---

Als vor mehreren Jahren eine Abhandlung des Herrn J. G. Bornemann in Eisenach [1]) über den Muschelkalk erschien, worin von demselben die bisher allgemein für richtig gehaltene und auch bei der geologischen Landesaufnahme officiell zur Anwendung kommende Gliederung des Wellenkalks angegriffen wurde, glaubte der Verfasser des vorliegenden Aufsatzes nach der von Herrn Bornemann gegebenen Begründung seiner abweichenden Meinung annehmen zu müssen, dass derselbe durch die hie und da etwas kümmerliche Ausbildung einiger oolithischen und schaumigen Schichten des Wellenkalks in der Umgegend von Eisenach und durch unrichtige Angaben der Autoren über die Zusammensetzung des Wellenkalks in anderen Gegenden zu falschen Schlussfolgerungen verleitet worden sei.

Ich habe mich für verpflichtet gehalten, auf diese Arbeit in einem ebenfalls im Jahrb. der preuss. geologischen Landesanstalt ab-

[1]) J. G. Bornemann, Beiträge zur Kenntniss des Muschelkalks, insbesondere der Schichtenlage und der Gesteine des Unteren Muschelkalks in Thüringen. Dieses Jahrbuch für 1885, S. 267.

gedruckten Aufsatze [1]) zu antworten, weil ich nicht nur bei geologischen Aufnahmen in der Eisenacher Gegend den Wellenkalk daselbst genau kennen gelernt, sondern auch, weil Herr Bornemann seine Angriffe zum grossen Theil an meine Adresse gerichtet hatte, und dabei so weit gegangen war, zu behaupten, dass er »solche Angaben, wie diejenige, dass die Bänke $\alpha$ und $\beta$ bei Meiningen mit den Bänken $\alpha$ und $\beta$ an der Hainleite identisch seien, für willkürliche Behauptungen ansehe, denen die wissenschaftliche Begründung abgehe« [2]). In dieser Arbeit habe ich mich sehr eingehend mit dem Wellenkalk der Eisenacher Gegend beschäftigt und an zahlreichen Beispielen gezeigt, dass derselbe dort im grossen Ganzen nicht anders gebaut ist, wie an anderen Orten in der Umgebung des Thüringer Waldes, und dass die von Bornemann behaupteten Verschiedenheiten theils in Wirklichkeit nicht existiren, theils solche locale Abweichungen sind, wie sie auch an anderen Orten und in anderen Formationen nicht selten beobachtet werden.

Eine in Folge dieses Streites durch die Direction der Kgl. preuss. geol. Landesanstalt zu Berlin über die Gliederung des Wellenkalks in anderen Gegenden angeordnete Untersuchung, welche durch Herrn Professor v. Koenen und den Verfasser vorgenommen wurde, und welche sich über ein weites Gebiet, vom Harze bis nach Westfalen und bis in die Gegend von Osnabrück hin erstreckte, hat die Richtigkeit meiner Ansicht über die weite Verbreitung der oolithischen und schaumigen Bänke des Wellenkalks vollauf bestätigt. Die Resultate dieser Untersuchung sind in zwei im Jahrb. d. preuss. geol. Landesanstalt abgedruckten Aufsätzen veröffentlicht worden [3]). Sie lieferte den Beweis, dass auch an denjenigen Orten, an welchen nach den Beobachtungen aus der

[1]) W. Frantzen, Untersuchungen über die Gliederung des Muschelkalks etc. Dieses Jahrbuch für 1887, S. 1.

[2]) a. a. O., S. 320.

[3]) W. Frantzen und A. v. Koenen, Ueber die Gliederung des Wellenkalks im mittleren und nordwestlichen Deutschland. Dieses Jahrbuch für 1888, S. 440.

W. Frantzen, Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks im nordöstlichen Westfalen und im südwestlichen Hannover. Dieses Jahrbuch für 1889, S. 453.

ersten Zeit der geologischen Landesuntersuchung gröfsere Verschiedenheiten in der Zusammensetzung der Schichten vorzukommen schienen, die Uebereinstimmung mit der Zusammensetzung derselben am Thüringer Walde eine nahezu vollkommene ist; dass der Wellenkalk an der Westgrenze von Westfalen noch fast gerade so aussieht, wie in Thüringen und dass ein Theil der oolithischen und schaumigen Bänke sogar noch bei Osnabrück vorkommt, hier jedoch nur noch in sehr verkümmertem Zustande.

Seit der Veröffentlichung dieser Untersuchungen sind zwei weitere Arbeiten des Herrn Bornemann erschienen:

1) J. G. Bornemann, Ueber den Muschelkalk, Dieses Jahrbuch für 1888, S. 415 und

2) Dr. J. G. Bornemann, Ueber den Buntsandstein in Deutschland und seine Bedeutung für die Trias. Jena 1889,

aus deren Inhalt deutlich hervorgeht, dass die Ursache des Widerspruchs des Herrn Bornemann gegen die Auffassung der oolithischen und schaumigen Bänke des Wellenkalks als sehr weit verbreiteter geologischer Horizonte eine ganz andere war, als ich vorausgesetzt hatte; dass derselbe gar nicht auf speciellen Untersuchungen des Wellenkalks beruht, sondern auf einer von Bornemann aufgestellten seltsamen Theorie, welche er in seiner Arbeit über den Buntsandstein zu begründen sucht. Die erste Arbeit über den Muschelkalk ist nichts, als ein Vorstoss gewesen, um für diese Theorie freie Bahn zu machen.

Nach der neuen Lehre Bornemann's soll der Hauptbuntsandstein nicht im Wasser geschichtet, sondern Dünensand, also eine Bildung des festen Landes sein. Das Verhältniss desselben zum Röth und zum Wellenkalk stellt sich Bornemann so vor: Er nimmt an, der Hauptbuntsandstein sei entweder in Folge des Sinkens des Landes oder in Folge des Steigens des Meeres allmählich unter den Meeresspiegel in schräger Lage untergetaucht. Bei diesem Vorgange soll durch Einebnen der Dünenkämme der Chirotheriensandstein entstanden sein, der also nach dieser Auffassung überall eine Strandbildung sein müsste; »darüber und daneben« soll sich in seichterem Wasser in der Nähe der Küste der Röth abgelagert und gleichzeitig, weiter von ihr entfernt, an

tieferen Stellen des Meeres, der Wellenkalk gebildet haben. »Bei der Bildung dieser Schichten«, so lauten BORNEMANN's eigene Worte, »haben sich die zunächst der Küste gebildeten Zonen nicht mit horizontaler Schichtung, sondern vom Lande nach dem Meere zu abfallend auf- und aneinander gelegt. Mit dem Sinken des Landes oder dem Empordringen des Wasserspiegels mussten sich die Bildungszonen landeinwärts verschieben.«

Es ist einleuchtend, dass mit dieser Ansicht über das Verhältniss der Triasschichten zu einander die Vorstellung, dass die Schaumkalkbänke des Wellenkalks an weit von einander liegenden Orten gleichzeitig entstanden seien, in vollkommenem Gegensatze steht. Wenn man die Abhandlung BORNEMANN's über den Buntsandstein gelesen hat, begreift man erst, warum derselbe in den vorher veröffentlichten Arbeiten über den Muschelkalk auf Mittheilungen über angebliche oder wirklich vorhandene Abweichungen der Bänke des Unteren Muschelkalks von ihrer gewöhnlichen Beschaffenheit, wie Verschmälerungen derselben, Verminderung oder gänzliches Verschwinden der Oolithkörner in den oolithischen Bänken, besonders aber auf das Auskeilen derselben auf grösseren oder kleineren Strecken grosses Gewicht legt, so grosses, dass er ganz vergisst, dass es auf das Vorhandensein derartiger Erscheinungen, die man ähnlich an allen ausgedehnten Ablagerungen kennt, an und für sich gar nicht ankommt, sondern darauf, wie die Schichten im grossen Ganzen [1]) aussehen.

Die weite Kluft zwischen meiner und der BORNEMANN'schen Auffassung vom Bau des Unteren Muschelkalks lässt sich offenbar durch locale Untersuchungen nicht überbrücken. Ich habe daher, nachdem ich die wahre Ursache des Widerspruchs des Herrn BORNEMANN gegen meine Auffassung kennen gelernt habe, es nicht für nöthig gehalten, auf die zweite, im Jahrbuche für 1888 abgedruckte Arbeit BORNEMANN's, welche die Antwort desselben auf meine im Jahrbuch für 1887 abgedruckte Ab-

[1]) Es liegt durchaus kein Denkfehler vor, wie Herr BORNEMANN meint, wenn man bei der Erörterung solcher Verhältnisse von »normalen« Profilen oder »verkümmerten« Bänken redet. Es sind dies übrigens Bezeichnungen, welche längst das Bürgerrecht erworben haben.

handlung ist und sich ebenfalls mit localen Verhältnissen beschäftigt, irgend etwas zu erwidern, und werde dies auch in Zukunft nicht thun, zumal derartige Untersuchungen localer Verhältnisse in weiteren Kreisen wenig Interesse erregen. Dagegen halte ich es für wünschenswerth, die Principienfrage näher zu beleuchten. Ich werde dabei zeigen, dass die Bornemann'sche Transgressionstheorie auf falschen Voraussetzungen beruht und gänzlich unhaltbar ist.

Dieselbe stützt sich hauptsächlich auf die schon von älteren Forschern ausgesprochene Ansicht, dass der Buntsandstein keine marine Ablagerung, sondern eine Bildung des Festlandes sei. Bornemann geht aber noch weiter und erklärt ihn sogar für Dünensand. Unter den Beweisen, welche er für diese Ansicht beibringt, spielt die bekannte, im Buntsandstein weit verbreitete Diagonalstructur der Schichten die erste Rolle. Ich werde mich daher zunächst damit beschäftigen, diese Structurart an solchen Schichten zu untersuchen, deren Entstehungsart bekannt ist, um daraus weiterhin Schlüsse über die Entstehung der Schichten des Buntsandsteins zu ziehen.

## Die Diagonalstructur der fluviatilen Ablagerungen.

Die Diagonalstructur kommt, wenngleich Bornemann dies in Abrede stellt, in ganz charakteristischer Weise, jedoch mit einer gewissen, gleich näher zu besprechenden Modification an den Ablagerungen unserer Ströme aus älterer und neuerer Zeit vor. In ganz ausgezeichneter Weise ist sie z. B. an der in diluvialer Zeit entstandenen Ablagerung von Werrasand an der NW.-Seite des Drachenberges bei Meiningen ausgebildet.

Ich habe diese sehr bemerkenswerthe Ablagerung bereits früher mehrfach erwähnt [1]), und will hier nochmals auf die Ver-

---

[1]) W. Frantzen, Uebersicht der geologischen Verhältnisse bei Meiningen. Berlin 1882.

W. Frantzen, Die Entstehung der Lösspuppen in den älteren lössartigen Thonablagerungen des Werrathales bei Meiningen. Dieses Jahrb. für 1885, S. 257.

Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen etc., Blatt Meiningen, S. 47.

hältnisse derselben zurückkommen, weil der Aufbau dieser Sedimente, deren Entstehungsgeschichte klar vor unseren Augen liegt, geeignet ist, uns über die Entstehung des aus ganz gleichem Materiale zusammengesetzten Buntsandsteins aufzuklären.

Als unterstes Glied der Ablagerung finden sich grobe Flussgerölle, welche auf einer breiten, ziemlich weit von dem jetzigen Flusslaufe entfernten Terrasse, der ehemaligen Thalsohle, in grösserer oder geringerer Menge umherliegen. Sie sind der letzte Rest eines ehemals ohne Zweifel auch hier vorhanden gewesenen, später aber durch die allgemeine Denudation bis auf diesen Rest wieder zerstörten Geröllllagers, wie solche sich an anderen Stellen des Werrathales häufig unter dem Sande auf solchen alten Thalstufen noch jetzt vorfinden. Ueber dieser Ablagerung erscheint auf dem höchsten Theil der Terrasse nahe an der alten Thalwand das Sandlager. An seiner Basis trifft man zur Zeit unmittelbar über dem die Thalwände bildenden Wellenkalk eine etwa 30 Centimeter mächtige Schicht von sehr zähem Thon. Der darüber folgende Sand hat eine Mächtigkeit von etwa 7 Meter und ist oben in der Regel durch eingedrungenen kohlensauren Kalk zu Kugelsandstein oder zu festem, compactem Sandstein verkittet. Er ist theilweise rein, theilweise aber durch Thon ein wenig verunreinigt. In einzelnen dünnen Lagen nimmt der Thongehalt so überhand, dass man das Material zu Bausand nicht gebrauchen kann und zu dem Abraum werfen muss. Auch kommen in dem Sande wohl kleine Thonnester vor, jedoch nur selten. Dem Sande ist mehr oder weniger Flussgerölle beigemischt, welches aber hier nur geringe Dimensionen erreicht. Der Durchmesser dieser feineren Geschiebe geht gewöhnlich über 3 Centimeter nicht hinaus; Geschiebe von 5 Centimeter Durchmesser sind schon ziemlich selten.

Das oberste Glied der Ablagerung ist Thon. Ich habe schon früher den Beweis erbracht, dass auch dieses Material, wenigstens zum grössten Theil, von der Werra angeschwemmt worden ist. Der Thon bildet über dem Sande eine gegen $2^1/_2$ Meter mächtige Decke, ist geschichtet, theils gelblich, theils durch beigemischten

Röththon stark roth gefärbt, in einzelnen Lagen fett, in anderen kalkhaltig oder durch eingeschwemmte Wellenkalkbrocken mehr oder weniger verunreinigt[1]).

Ich werde später auf die Zusammensetzung dieser Ablagerung noch zurückkommen, und wende mich zunächst zu der hier am meisten interessirenden Erscheinung an dieser Ablagerung, zur Untersuchung ihrer Schichtung und der Structurverhältnisse der einzelnen Lagen.

Ich habe auf Tafel XI eine photographische Ansicht des unteren Theiles des Sandlagers herstellen lassen, welche dasselbe im Durchschnitt von Süden nach Norden, parallel mit der Richtung des alten Strombettes zeigt.

Man sieht in der Abbildung, dass das Sandlager in horizontale Schichten getheilt ist, und dass die einzelnen Lagen sehr regelmässig diagonal gestreift sind, ganz ähnlich, wie die Schichten des Buntsandsteins. Die Schichten sind meistens gegen 0,3 bis 0,4 Meter dick, gehen auch wohl auf 0,2 Meter Mächtigkeit herab, während einige andere auf 0,5 Meter oder auch wohl noch etwas mehr anschwellen. Einige erstrecken sich über den grössten Theil der durch die Abgrabungen entstandenen langen Wand, während andere sich allmählich auskeilen.

Die Sichtbarkeit der Streifung des Sandes ist durch Verschiedenheit der Korngrösse und durch Verschiedenheit der Färbung bedingt. Die Streifung richtet sich an dieser Stelle in allen Lagen ganz regelmässig flussabwärts, sodass das Maximum ihrer Neigung parallel mit der Richtung des früheren Flusslaufes

---

[1]) Die rothe Färbung eines Theiles dieser Schichten durch Röththon, welcher nur aus weiter Entfernung durch die Fluthen der Werra in diese Ablagerung gelangt sein kann, ist eine sehr auffallende Erscheinung. Ihr Vorhandensein beweist, dass die Hochfluthen, welche diese Sande und Thone hergeschwemmt haben, eine ganz ausserordentliche Höhe erreicht haben müssen; denn bei keiner von mir beobachteten Hochfluth der Werra, selbst nicht bei dem Hochwasser im November 1890, wohl dem grössten dieses Jahrhunderts, durch welches das Werrathal in seiner ganzen Breite und auch ein sehr grosser Theil der Stadt Meiningen unter Wasser gesetzt wurde, habe ich eine so rothe Färbung des Wassers, wie zur Färbung des Thonlagers nöthig wäre, bemerkt. Sie war immer nur sehr schwach.

geht. Der Winkel der Neigung steigt bis auf etwas über 30°; im Durchschnitt mag er etwa 23° betragen, geht aber unter diese Ziffer an einigen Stellen noch ansehnlich herunter.

An der Oberfläche jeder Sandschicht beginnt die Streifung steil und recht scharf. Sie behält ihre Richtung an dem grössten Theil der schiefen Ebene bei, verflacht sich aber in der Nähe der unteren Schichtfläche mehr und mehr und verfliesst unten ganz allmählich in die Horizontale.

Die Art und Weise, wie die Streifung gebildet wurde, liegt hier klar zu Tage. Jede Welle riss über den Untergrund fortrollend eine ihrer Stosskraft entsprechende Menge Sand und Schlamm mit sich fort und liess das Material, es bei der Bewegung nach der Korngrösse separirend, wieder fallen, sobald die Stosskraft erlahmte, wobei die niederfallende Masse sich annähernd unter dem durch die Korngrösse des Materials bedingten Böschungswinkel abböschte.

Gümbel hat nach diesem Vorgange die Diagonalschichtung ganz treffend auch als Uebergussschichtung bezeichnet.

Es ist klar, dass in allen Schnitten, welche mit der Richtung der grössten Geschwindigkeit des Wassers einen Winkel machen, sich die Neigung der Diagonalstreifung gegen den Horizont mit der Zunahme desselben mehr und mehr verflachen, und dass sie, eine ganz regelmässige Ausbildung der Uebergussschichtung vorausgesetzt, rechtwinklig gegen die Richtung des Wasserlaufes gleich Null werden muss. In Schnitten nach dieser Richtung würde also von Uebergussschichtung nichts zu sehen sein.

Die Bedingung für die Entstehung einer so regelmässigen Diagonalstreifung, wie ich sie im Bilde (Taf. XI) vorgeführt habe, ist natürlich ein ganz regelmässiger, ungestörter Abfluss des Wassers. Da diese Bedingung bei Hochfluthen aber nicht immer erfüllt wird, so kann auch die Diagonalschichtung nicht überall so regelmässig sein, wie in dem eben betrachteten Falle.

Die hierbei in Betracht kommenden störenden Einflüsse sind besonders: Ablagerungen von Kies- und Sandbänken in den Flussläufen, Stauungen durch Eismassen bei Eisgang, Erweiterungen oder Verengerungen der Flussbetten, Serpentinen, Einmündungen

von Nebenflüssen u. s. w. Durch neu entstandenene Kies- und Sandbänke wird sehr gewöhnlich die Lage der Hauptströmung des Wassers geändert. Dadurch werden natürlich häufig Abschwemmungen von den bereits gebildeten Ablagerungen hervorgerufen. So entstehen Schichten mit keilförmig zulaufenden Flächen und muldenförmige Ablagerungen von Sand innerhalb der älteren Sandanschwemmungen, in welchen der abgesetzte Sand eine nach anderer Richtung verlaufende Streifung zeigen kann. Es kommt bei der Bildung von Kies- und Sandbänken auch wohl vor, dass in kleinen Flussarmen das Wasser der Richtung des Flusses entgegen läuft. So kann ausnahmsweise auch wohl an den angeschwemmten Sandmassen eine dem Laufe des Flusses entgegengesetzte Streifung entstehen.

Die Tafel XII zeigt eine Stelle der kleineren der beiden Sandgruben des Drachenberges, an welcher unregelmässige Diagonalschichtung vorkommt.

Unten im Bilde sieht man am Fusse der durch die Abgrabung des Sandes entstandenen Wand lockeren, von derselben heruntergefallenen Sand; darüber — in der Mitte und an der rechten Seite des Bildes — Sandschichten mit sehr verschiedener Streifung, während sie in dem grössten Theil des Bildes auch hier mit der Richtung des alten Flusslaufes von oben rechts nach unten links geht. Ihre Neigung ist in diesem Bilde im Allgemeinen weniger steil, als in der Abbildung der Tafel XI[1]). Es hat dies seinen Grund in der schrägen Lage der abgebildeten Wand gegen die Richtung des alten Flusslaufes.

Es ist unnöthig, auf die grosse Aehnlickeit, welche die eben von mir beschriebene Structur dieser diluvialen Sandablagerung der Werra mit der Diagonalstructur des Buntsandsteins hat, besonders hinzuweisen. Sie unterscheidet sich nur dadurch von ihr, dass sie in der Regel nur nach einer Seite gerichtet ist.

---

[1]) Der starke, im Bilde am obersten Rande der Wand unter dem Rasen erscheinende Schlagschatten rührt von einer vorspringenden Lage von Kugelsandstein her, der hier, wie schon oben erwähnt wurde, fast überall im obersten Theile des Sandlagers erscheint.

Herr BORNEMANN ist auch in dieser Angelegenheit zu einem ganz anderen Resultat gekommen, wie ich. Er sagt auf Seite 16 seiner Arbeit über den Buntsandstein bei der Untersuchung der durch strömendes Wasser erzeugten discordanten Schichtungen: »Bildungen dieser Art haben in ihrem Aufbau einen ganz anderen Charakter, als die Diagonalstructur oder Windschichtung.« Dabei bildet er eine sehr unregelmässige Diagonalschichtung ab, als wäre dieselbe für die Schichtung der durch strömendes Wasser erzeugten Sandablagerungen typisch. Dass diese Ansicht durchaus falsch ist, habe ich eben an einem bestimmten Beispiele bewiesen.

### Die Diagonalstructur an marinen Gesteinen.

Ich wende mich nun zur Untersuchung der Diagonalstructur an Schichten, deren marine Bildung ausser allem Zweifel steht, zur Diagonalstructur an Schichten des Wellenkalks.

Aus dieser Schichtenreihe ist diagonale Structur, soweit ich mich erinnere, bisher nur von ECK in seiner Arbeit über den Muschelkalk bei Rüdersdorf[1]) erwähnt worden. Sie kommt aber am Thüringer Walde in diesen Schichten gar nicht selten vor, und wird wahrscheinlich auch anderswo am Wellenkalk und anderen marinen Kalken in weiter Verbreitung aufgefunden werden, wenn man mehr darauf achten wird.

Ganz typisch und genau so, wie am Buntsandstein, zeigt sich die Diagonalstructur im obersten Theil des Wellenkalkes bei Meiningen, besonders schön im Schaumkalk der Zone δ.

Ich hatte diese Structur hier zwar schon vor einer langen Reihe von Jahren, besonders an der unteren Schaumkalkbank, an den bläulichen Streifen, welche den Schaumkalk zuweilen in diagonaler Richtung durchziehen, bemerkt. In wie hohem Grade sie aber an der unteren Bank entwickelt ist, kam erst in den letzten Jahren durch den Betrieb von 3 grossen Steinbrüchen in der oberen Kuhtrift bei Meiningen zum Vorschein. Am schönsten trat die Diagonalstructur hier hervor, als in dem am weitesten nach

[1]) H. ECK, Rüdersdorf und Umgegend, Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preussen etc. S. 68.

Süden gelegenen Steinbruche der Betrieb eine das Gestein senkrecht durchsetzende, sich durch den ganzen Steinbruch in einer Länge von 56 Meter hinziehende Kluft antraf. Durch dieselbe ist das Tagewasser eingedrungen und hat beim Abwärtsfliessen an den Wänden der Spalte das Gestein angenagt und dabei die Textur des Gesteins in prachtvollster Weise herauspräparirt. Auf den Tafeln XIII und XIV ist diese Wand nach zwei photographischen Aufnahmen dargestellt.

Die Tafel XIII zeigt auf der rechten Seite des Bildes die eben erwähnte, von Norden nach Süden verlaufende Felswand, an der man die Schaumkalkbank deutlich von dem gewöhnlichen Wellenkalk unterscheiden kann. Auf der linken Seite des Bildes sieht man eine zweite, ebenfalls durch eine von Osten nach Westen laufende Kluft begrenzte, schmale Felswand, an welcher südlich der Steinbruch aufhört[1]).

---

[1]) Der Schaumkalk reicht in der Abbildung der Tafel XIII von dem an der Basis der Bank aufgehäuften, an der hellen Beleuchtung im Bilde leicht kenntlichen Schutte an 69 Millimeter weit aufwärts. Da diese Höhe in Wirklichkeit 1,72 Meter beträgt, so ist das Verhältniss des Bildes zur wirklichen Grösse gleich 1 : 25.

Auf der Tafel XIV, welche die Bank zur Verdeutlichung des Details in grösserem Maasstabe zeigt, reicht sie im Bilde von dem unten liegenden Schutt an, und zwar an der Stelle, wo in der Mitte des Bildes eine senkrecht durch das Gestein setzende Kluft zu sehen ist, 148 Millimeter hoch aufwärts. Diese Länge im Bilde beträgt in Wirklichkeit 1,72 Meter. Der Maassstab des Bildes ist also gleich 1 : 11,6.

Da mit Rücksicht auf die Abbildungen dem einen oder anderen Fachgenossen genauere Mittheilungen über die Zusammensetzung der Schaumkalkbank vielleicht erwünscht sind, so füge ich hier eine Beschreibung der einzelnen Lagen bei. Sie sind von oben nach unten aufgeführt; in Klammern ist bei den Maassen angegeben, wie dick die einzelnen Lagen an der Stelle der Kluft im Bilde erscheinen.

1. 0,29 Meter (27 Millimeter) Schaumkalk, grösstentheils mit gewöhnlicher, stellenweise mit diagonaler Structur.

2. 0,16 Meter ($13^1/_2$ Millimeter) Schaumkalk, wechselnd mit horizontal liegenden Streifen von blauem Kalk mit etwas wulstigen oder zackigen Schichtflächen. Die Streifung ist im Allgemeinen die gewöhnliche, horizontale; nur links von der Kluft bemerkt man an einer Schaumkalklage schräg von Norden nach Süden gerichtete Diagonalstructur.

3. 0,17 Meter Schaumkalk (14 Millimeter). Die Structur dieser Schicht ist rechts von der Kluft diagonal; links geht sie jedoch bald in gewöhnliche

Die Sichtbarkeit der diagonalen Structur ist im Schaumkalk durch die Verschiedenheit des das Gestein zusammensetzenden Materials bedingt.

Es wechselt in den diagonal gestreiften Lagen gewöhnlicher, blauer, oolithfreier Kalk in dünnen Streifen mit porösem Schaumkalk ab. Ist derartiges Gestein längere Zeit hindurch der auflösenden Einwirkung von Sickerwasser ausgesetzt, so greift dasselbe den porösen Schaumkalk mehr an, als den dichten Kalk. Es entstehen daher an denjenigen Stellen, wo der Schaumkalk liegt, kleine Hohlkehlen, an der Stelle des dichten Kalks Hervor-

---

Horizontalstreifung über. Die Diagonalstreifung ist hier eine sehr feine und wechselt 4 Mal ihre Richtung.

4. 0.155 Meter (13½ Millimeter) blauer Kalk. Derselbe ist dicht und zeigt im Innern der Masse keine Schichtfugen; jedoch lassen zahlreiche, feine, auch in der Abbildung kenntliche Hervorragungen und Grübchen an ihrer etwas in die Länge gezogenen Form erkennen, dass das Gestein im oberen Theil der Schicht Horizontalstructur besitzt. In dem unteren Theil derselben ist die Kalkmasse in wunderlichen Wülsten durcheinander gewurstet.

Die obere Schichtfläche der Lage ist stellenweise rauh und zackig, enthält auch viele Stylolithen, Eigenthümlichkeiten, welche an den oolithfreien Einlagerungen von blauem Kalkstein in den schaumigen Bänken des Wellenkalks häufig vorkommen.

In der Abbildung auf Tafel XIV ist diese Schichtfläche an dem starken Schatten und an der unebenen Beschaffenheit derselben leicht kenntlich, ebenso auch in dem Bilde der Tafel XIII.

5. 0,335 Meter (28 Millimeter) Schaumkalk, rechts von der Kluft mit grober Diagonalstreifung, links mit Horizontalstructur.

6. 0,34 Meter (31 Millimeter) Schaumkalk. Von dem darüber liegenden Schaumkalk ist diese Lage nur an einzelnen Stellen durch eine Schichtfuge getrennt. An ihr und an der unter Ziffer 5 angeführten tritt in Folge der grossen Dicke der Streifung die Diagonalstructur am deutlichsten hervor.

7. 0,31 Meter Schaumkalk. Diese Schicht ist unten durch Schutt etwas verdeckt und an der abgebildeten Stelle nur 0,26 Meter (23 Millimeter) hoch sichtbar. Sie zeigt gewöhnlich horizontale und nur an einzelnen Stellen diagonale Structur.

Die Lage 7 ist die unterste Lage von typischem Schaumkalk. Jedoch liegt unter ihr bis zum gewöhnlichen Wellenkalk noch eine am südlichen Ende des Steinbruches aufgeschlossene, 0,51 Meter mächtige Lage, welche man allenfalls auch noch zur Schaumkalkbank rechnen könnte. Sie besteht aus festem, blauem Kalk, ganz derselben Art, wie er als Einlagerung im Schaumkalk vorkommt. Er zeigt, wie dieser, rauhe Schichtflächen und enthält auch wie der Schaumkalk einige Encrinitenstiele und vereinzelte, von ausgelaugten Oolithkörnern herrührende Poren.

ragungen, wodurch die innere Textur des Gesteins deutlich sichtbar wird. An frischen Bruchflächen, wie sie durch gewaltsames Ablösen des Gesteins bei dem Brechen desselben entstehen, ist die Diagonalstructur am Schaumkalk nur bei aufmerksamer Betrachtung des Gesteins zu erkennen. Sie zeigt sich dann besonders an der Verschiedenheit der Färbung des verschiedenen Materials, die aber gewöhnlich nicht sehr gross ist und daher leicht übersehen werden kann.

Der Bau der einzelnen Streifen ist im Schaumkalk ganz derselbe, wie an dem diluvialen Sande des Drachenberges. Die Streifung beginnt auch hier oben plötzlich, läuft gerade abwärts bis nahe zur unteren Schichtfläche, wird hier flacher und verfliesst unten mit derselben. Ihre Neigung fand ich etwas geringer, als an den Sandschichten des Drachenberges; doch rührt dies wohl nur von einer Abweichung der Richtung der Felswand von der Richtung des Maximums der Neigung her.

Die Streifung ist bald gröber, bald feiner in den verschiedenen Schichten, und zwar im Allgemeinen gröber an den dicken Lagen, feiner an den dünnen. An einer grob gestreiften Lage zählte ich auf 20 Centimeter Breite etwa 17, an einer sehr fein gestreiften aber 9 Streifen auf $3^1/_2$ Centimeter. Es kommt also in der einen Lage 1 Rippe auf 1,2, in der andern aber schon auf 0,4 Centimeter.

Es hängt diese Verschiedenheit ohne Zweifel mit der verschiedenen Intensität der Strömungen, durch welche das Material der einzelnen Schichten herbeigeführt wurde, zusammen. Starke Strömungen reissen natürlich mehr Schlamm vom Meeresgrunde los, als schwache; sie bilden dickere Schichten und dickere Streifen, als jene.

Durch eine Eigenthümlichkeit unterscheidet sich die Diagonalstructur des Schaumkalks wesentlich von derjenigen der fluviatilen Ablagerungen, nämlich durch den raschen Wechsel der Richtung der Streifung, die im Schaumkalk bald von links nach rechts, bald von rechts nach links geht. Wie ich schon in der in einer Anmerkung gegebenen Beschreibung der einzelnen Lagen der unteren Schaumkalkbank erwähnt habe, wechselt die Streifung

in der Schicht 3 in den über einander liegenden Lagen nicht weniger als 4 Mal!

Es ist klar, dass diese Verschiedenheit von der verschiedenartigen Bewegung des Wassers in den Flüssen und im Meere herrührt. Dort ist sie einseitig von der Quelle an flussabwärts gerichtet, während die Meeresströmungen unter dem Einflusse der Gezeiten und der Stürme ihre Richtung häufig ändern. Ein Wechsel in der Richtung der Strömung bedingt aber einen Wechsel in der Richtung der Streifung. Es ist daher eine Schicht, welche, wie die oben erwähnte Schicht 3 der unteren Schaumkalkbank bei Meiningen, in verschiedener Höhe verschieden gerichtete Streifung zeigt, im Grunde keine einfache Schicht, sondern sie ist aus mehreren Schichten zusammengesetzt, deren Trennungsflächen nicht deutlich zu sehen sind.

Man darf aus dieser Betrachtung den Schluss ziehen, dass Schichten mit ihre Richtung häufig wechselnder Diagonalstreifung im Meere entstanden sein müssen.

Wir erkennen ferner an dem Aufbau der unteren Schaumkalkbank bei Meiningen, dass man sich das verschiedenartige Material der Bank, den blauen Kalkschlamm und die Oolithkörner, nicht als genau an derselben Stelle entstanden vorstellen darf, wo wir es jetzt liegen sehen. Das Vorkommen der Diagonalstreifung der Schaumkalklagen beweist, dass der Schlamm auf dem Meeresgrunde vielfach hin und her bewegt, und dass er dabei separirt wurde, genau so, wie der Thonschlamm und der Sand in den fluviatilen Ablagerungen. Die blauen Kalklagen mit horizontaler Streifung sind offenbar die Absätze einer kurzen Periode, während welcher das Wasser an dieser Stelle verhältnissmässig ruhig war.

Es darf also eine aus verschiedenen Lagen von blauem Kalk und Schaumkalk zusammengesetzte Bank nicht immer als eine Folge von zeitlich der Reihe nach gebildetem, verschiedenartigem Materiale gedeutet, und ebenso wenig die Masse einer derartigen Bank an einer bestimmten Stelle als das Resultat der schichtenbildenden Thätigkeit des Meeres an diesem Punkte angesehen werden. Nur der Durchschnitt der Zusammensetzung der Schichten

auf einem grösseren Raume liefert uns ein richtiges Bild von dem Zustande des Meeres, in welchem sie entstanden.

Es hat daher keine Berechtigung, einzelne Stellen, an denen die Leitbänke des Wellenkalks etwas verkümmert sind, oder an denen das eine oder andere einmal fehlt, als Beweise für eine abweichende Entwickelung des Wellenkalks vorzuführen, wie dies von Bornemann geschehen ist.

Ueber das Vorkommen der Diagonalschichtung bemerke ich, dass sie in ähnlicher Weise, wie an der unteren Bank, auch an den beiden anderen Schaumkalkbänken der Zone δ vorkommt, an ihnen aber weniger deutlich hervortritt, als an der unteren Bank, was mit dem geringeren Gehalt dieser Bänke an Oolithkörnern zusammenhängt.

Auf der Taf. XVI ist die Diagonalstructur an dem Oberpacken der obersten Schaumkalkbank deutlich zu erkennen.

### Die Diagonalstructur am gewöhnlichen Wellenkalk.

In geringen Spuren äussert sich die Wirkung des Fliessens des Wassers an den welligen Schichten des Wellenkalks gar nicht selten in der Weise, dass die Wellenlinien des Wellenkalks auf beiden Seiten des Wellenberges ungleiche Länge zeigen und auf der einen Seite stärker geneigt sind, als auf der anderen. Es ist dies eine Combination von Wellen- und Diagonalstructur.

Jedoch trifft man im Wellenkalk, und zwar in allen Horizonten, am häufigsten aber in der Zone δ und in den *Orbicularis*-Schichten auch Lagen von gewöhnlichem, blauem Kalk an, welche ohne Zweifel im Innern typische Diagonalstructur besitzen, sie aber äusserlich in einem Gewande zeigen, in welchem sie nur schwer als solche zu erkennen ist.

Diese Schichten sind durch feine Risse in dünne Streifen zerschnitten. Die Risse laufen zuweilen schräg nach ein und derselben Seite hin; in anderen Fällen sind sie hakenförmig, S- oder zickzackförmig gebogen.

Ich habe diese Structur bereits früher in dem Erläuterungshefte zu Blatt Meiningen, S. 32, und auch in meinem im Jahrbuche für 1887, S. 53, abgedruckten Aufsatze aus der Eisenacher

Gegend erwähnt, und sie früher nach ihrem Aussehen als »schräge Zerklüftung« bezeichnet, da mir zur Zeit, als ich jene Arbeiten schrieb, die Art der Entstehung dieser Risse noch nicht bekannt war.

Auf den Tafeln XV und XVI ist die Erscheinung so, wie sie sich an dickeren Lagen zeigt, photographisch dargestellt.

In der Abbildung auf Taf. XV sieht man unten die durch ein Wellenkalkmittel in einen Ober- und Unterpacken — letzterer ist nur theilweise sichtbar — getheilte, petrefactenreiche obere Schaumkalkbank der Zone δ; darüber, nur durch eine dünne Lage von blauem Kalk vom Schaumkalk getrennt, eine ebenfalls aus gewöhnlichem blauem Kalk bestehende Lage mit »schräger Zerklüftung«, und oben im Bilde die wenig welligen Kalkschichten der *Orbicularis*-Zone, in denen in diesem Bilde zwei Wülste erscheinen, welche zahlreiche Exemplare von *Myophoria orbicularis* einschliessen.

Die Risse, durch welche das Gestein in der Schicht mit versteckter Diagonalstructur zerschnitten ist, zeigen an der abgebildeten Stelle eine auffallend steile Lage. Sie wird an solchen Schichten öfters beobachtet, gewöhnlich aber ist der Winkel, welchen die Risse gegen die Schichtflächen bilden, ein viel kleinerer, ähnlich der Neigung der Streifung an den fluviatilen Sandablagerungen. Die Risse keilen sich an der abgebildeten Stelle im oberen Theile der Schicht, indem sie sich gegen die Oberfläche derselben fast senkrecht stellen, zum Theil aus, so dass das Gestein der Schicht oben weniger zerspalten ist, wie in der Mitte. An anderen Stellen ist jedoch das Verhältniss das umgekehrte. Die Risse klaffen zuweilen ein wenig und enthalten dann wohl von oben her eingedrungenen Lehm; gewöhnlich aber sind sie geschlossen, so dass sie wie feine Sprünge erscheinen.

Die Photographie auf der Taf. XVI zeigt dieselben Schichten, wie die Abbildung der Taf. XV, an einer anderen Stelle des Steinbruchs. Der über dem Schaumkalk liegende Wellenkalkstreifen ist hier bedeutend angeschwollen; aus den Wülsten mit *Myophoria orbicularis* ist ein dünnes Petrefactenbänkchen geworden; und die einfachen schrägen Streifen der »schräg zerklüfteten« Schicht des

vorigen Bildes sind hier hackenförmig gebogen und theilweise doppelt gekrümmt.

In ganz ähnlicher Weise, wie an diesen dicken Kalklagen, kommt diese Structur auch an ganz dünnen Kalkschichten, jedoch mit dem Unterschiede vor, dass mit der Dicke der Schichten auch die Dicke der durch die Zerklüftung entstandenen Lamellen verhältnissmässig abnimmt. Sie werden zuweilen so dünn, dass das Gestein ein schieferartiges Aussehen erhält.

Schichten dieser Art erscheinen bei Meiningen und auch in der Eisenacher Gegend sehr oft ganz nahe über der mittleren Schaumkalkbank der Zone $\delta$ in grosser Zahl über einander und machen bei dem vielfachen Wechsel der Richtung und durch die hacken- oder zickzackförmigen Biegungen der feinen Risse einen recht sonderbaren Eindruck. Besonders schön sieht man sie ausgebildet an der Strasse von Meiningen nach Dreissigacker, nahe vor diesem Dorfe. Leider war es nicht möglich, den schönen Aufschluss zu photographiren, weil die Stelle von der Sonne nicht genügend beleuchtet wird.

Die eigenthümliche Ausbildung dieser Structur hat mich früher, wie gesagt, abgehalten, diese Schichten für diagonalgestreift zu erklären. Es schien mir besonders die steile Stellung der feinen Risse, welche man hie und da an diesen Schichten antrifft, dagegen zu sprechen. Ich bin jedoch durch fortgesetzte Untersuchungen endlich zu der Ueberzeugung gekommen, dass den Rissen eine versteckte Diagonalstructur zu Grunde liegt, welcher bei dem Festwerden des Materials die Zerklüftung folgte. Die bei dem Festwerden des Schlammes erzeugte Spannung fand an den diagonalgestreiften Stellen zahlreiche schwache Punkte, an welchen sie sich auslösen konnte. Dagegen traf sie in den Bänken mit Horizontalstructur, besonders auch in dem sehr zähen Schaumkalk, auf grösseren Widerstand, daher sich hier nur wenige, mehr oder weniger senkrecht stehende Spalten bildeten, die natürlich verhältnissmässig breiter werden mussten, wie in den blauen Kalkschichten mit kryptodiagonaler Structur.

Es werden so auch die zickzackförmigen Biegungen der einzelnen Lamellen an diesen Schichten verständlich; die einzelnen

Zacken sind nichts Anderes, als die Diagonalstreifungen in verschiedenen übereinanderliegenden, durch keine deutliche Schichtfugen getrennten Lagen. Man erkennt jetzt auch, wie es zugeht, dass eine nach einer Seite hin gerichtete Streifung weiterhin in derselben Schicht in hakenförmig gebogene übergehen kann.

Auch die Erklärung der Erscheinung, dass die Risse in der Mitte einer Lage schräg liegen, oben und unten aber senkrechte Stellung annehmen, und hier weniger zahlreich sind, wie in der Mitte der Lage, wie man dies auf den Abbildungen der Taf. XV und XVI sieht, macht keine Schwierigkeit. Es ist an solchen Schichten nur in der Mitte diagonal gestreiftes Material vorhanden, während es oben und unten horizontale Streifung besitzt. Die senkrechten Risse, in welche die diagonalen theilweise auslaufen, sind gewöhnliche Austrocknungsrisse.

Der grosse Neigungswinkel, welchen man zuweilen an den Rissen der kryptodiagonalgestreiften Schichten des Unteren Muschelkalks antrifft, mag wohl hauptsächlich in der grossen Zähigkeit, welche der blaue Kalkschlamm mitunter besessen hat, seinen Grund haben. Man kann sich von dieser Zähigkeit oft an den Wellenrippen des gewöhnlichen Wellenkalks überzeugen, die nicht selten sehr steil aufgerichtet sind und zuweilen sogar etwas überstürzt stehen. Es ist aber auch möglich, dass bei der Bildung der sehr steilen Risse auch die durch das Austrocknen der Schichten entstandene, auf Bildung senkrechter Risse hinarbeitende Spannung mitgewirkt hat. Man darf nicht übersehen, dass wir in den Rissen der kryptodiagonalgestreiften Lagen des Wellenkalks nicht die Diagonalstreifung selbst, sondern nur Austrocknungsrisse vor uns haben, welche der Streifung nicht ganz genau zu folgen brauchten.

## Die Diagonalstructur des Buntsandsteins.

Am Buntsandstein zeigt sich die Diagonalstructur an verschiedenen Orten und in verschiedenen Schichten in verschiedener Gestalt. Zuweilen läuft sie in einer grösseren Reihe übereinander liegender Schichten nach ein und derselben Seite hin und gleicht dann in jeder Beziehung der Diagonalstreifung der Sandschichten

am Drachenberge bei Meiningen. In dieser Weise kommt sie z. B. in einem Steinbruche bei der oberen Saline bei Kissingen vor. Viel häufiger aber sieht man sie in der Weise ausgebildet, dass die Richtung in den übereinander liegenden Partien der Bänke vielfach wechselt, genau so, wie am Schaumkalk bei Meiningen. Manchmal nehmen die sich gewöhnlich nur langsam auskeilenden diagonalgestreiften Lagen der Bänke die Gestalt kurzer, keilförmiger Fetzen an. Solche, zuweilen etwas wirr aussehende Streifung trifft man aber nicht nur an mächtigen Sandmassen, bei deren Anblick vielleicht der Gedanke an Dünen aufsteigen könnte, sondern auch an solchen Sandsteinbänken, welche nur wenige Meter dick sind und mit Thonen wechsellagern.

Die vollständige Uebereinstimmung des Baues der Diagonalstreifung im Buntsandstein mit demjenigen der Streifung der unter Wasser entstandenen Schichten der fluviatilen Sandlager und der marinen Schichten des Unteren Muschelkalks nöthigt uns, auch für den Buntsandstein eine Entstehung unter Wasser anzunehmen. Dass dieses Wasser dasjenige des Meeres gewesen ist, zeigt uns ausser anderen Umständen der häufige Wechsel der Richtung der Streifung in vielen Schichten. Derselbe ist ohne Zweifel zum grossen Theil auf den Einfluss der Gezeiten auf die Wasserbewegung im Meere zurückzuführen.

Man muss Herrn Bornemann allerdings zugeben, dass an den Dünen ebenfalls eine Art von Diagonalstreifung vorkommt, welche der Diagonalstreifung des Buntsandsteins ähnlich ist. Die Bedingungen zur Bildung von Diagonalstreifung sind an den Dünen ebenfalls gegeben; nur tritt hier als bewegende Kraft an die Stelle des Wassers die viel beweglichere Luft. Dies hat zur Folge, dass die Diagonalstreifung der Dünen im Allgemeinen viel unregelmässiger, wirrer ist, als diejenige des Buntsandsteins. Aber aus einer gewissen Aehnlichkeit in einer einzigen Beziehung lässt sich doch nicht ohne Weiteres folgern, dass der Hauptbuntsandstein eine Anhäufung von Dünen sei. Es giebt andere Beziehungen, durch welche der Buntsandstein sich sehr wesentlich von den Dünen unterscheidet; das ist besonders die Trennung der Masse

des Buntsandsteins in Bänke, die den Dünen fehlt, und seine Zusammensetzung aus wechselnden Schichten von Sandsteinen, conglomeratischen Bänken und Thonlagern, die an den Dünen auch nicht vorkommt.

Bornemann hat ersteren Einwand vorausgesehen und denselben durch die Mittheilung[1]) einer Beobachtung von Walther zu entkräften gesucht. Letzterer hat auf der Sinai-Halbinsel eine durch Schichtfugen in Bänke von verschiedener Mächtigkeit abgetheilte Ablagerung von »Flugsand« beobachtet. Ueber die Beschaffenheit derselben wird weiter berichtet, dass, wenn man die Ablagerung genau verfolge, keine continuirliche Bank zu finden sei. Eine sorgfältige Prüfung aller sonstigen Lagerungsverhältnisse habe zweifellos ergeben, dass eine Entstehung der Ablagerung im Wasser ausgeschlossen sei.

Dieses Vorkommen hat Walther zu dem sehr weitgehenden Schlusse veranlasst, dass auch die »fossilleeren« Bänke des Buntsandsteins in Mitteldeutschland mit ihrer ausgesprochenen Diagonalstreifung eine festländische Flugsandbildung seien, die nicht unter Wasser entstanden sein könne.

Einer solchen Beschreibung gegenüber muss man doch fragen, ob es denn auch ganz sicher ist, dass die von Walther untersuchte Sandanhäufung wirklich eine Düne war. Könnte er nicht eine fluviatile Sandablagerung vor sich gehabt haben, welche etwa äusserlich unter der Einwirkung des Windes und der Sonnenstrahlen das Aussehen einer Düne angenommen hatte, innen aber noch die ursprüngliche Beschaffenheit besass? Ich muss gestehen, dass ich dies für sehr wahrscheinlich halte, denn die Beschaffenheit dieser angeblichen Düne stimmt mit derjenigen unserer fluviatilen Sandablagerungen bis in's Kleinste überein.

Weiter auf die Bornemann'sche Hypothese, dass der Hauptbuntsandstein eine Anhäufung von Dünen gewesen sei, einzugehen, erscheint mir überflüssig.

---

[1]) a. a. O. S. 4 u. 13.

## Die Bewegung zwischen Landfeste und Meer zur Zeit der Ablagerung des Buntsandsteins und des Muschelkalks.

Mit dem Nachweise, dass der Buntsandstein eine marine Ablagerung ist, fällt die Transgressionstheorie Bornemann's zusammen.

Dieselbe ist offenbar unter dem Einflusse der Suess'schen Lehre über die Transgressionen entstanden, hat aber bei Bornemann in Folge seiner irrigen Anschauung über die Natur des Buntsandsteins eine ganz andere Gestalt angenommen, wie bei Suess. Letzterer sieht in der Trias Deutschlands, des nördlichen Frankreichs und eines Theiles von England ein gemeinsames Gebiet abweichender örtlicher Entwickelung, in welchem klastische, sublitorale, lacustre und salinarische Ablagerungen mehr wie sonst hervortreten, und in welchem zwischen derartigen, in seichterem Wasser gebildeten Schichten in der Mitte eine Kalksteinlinse erscheint. Den Buntsandstein erklärt Suess für eine »transgredirende Ablagerung, für das Zeichen einer positiven Zeit«[1], aber er sagt weder, dass der Hauptbuntsandstein bei Beginn der Ablagerung des Röths Festland gewesen, noch dass dieses Festland in so schräger Lage unter den Meeresspiegel versunken sei, wie die Bornemann'sche Theorie es erfordert.

Meine Ansicht vom Bau des Muschelkalks und der Trias überhaupt steht mit den Grundzügen der Suess'schen Auffassung durchaus in keinem schroffen Gegensatz; sie setzt nur voraus, dass die Bewegung der Massen, mag sie nun im festen Lande, dem Meere oder in beiden zugleich gelegen haben, dem Zuge der Schwerkraft gemäss, in verticaler oder doch von derselben nur sehr wenig abweichender Richtung erfolgt sei.

Ich werde weiterhin nachweisen, dass in der That die Bewegung in dieser Weise vor sich gegangen ist, beschränke mich aber bei dieser Untersuchung auf den Buntsandstein und Muschelkalk. Ich werde dabei hauptsächlich die Verhältnisse dieser

---

[1]) Eduard Suess, Das Antlitz der Erde, Band II, S. 326 ff.

Schichten im mittleren Deutschland in's Auge fassen, wo ich sie aus eigener Anschauung genügend kennen gelernt habe, um einen kleinen Beitrag zur Aufklärung dieser Verhältnisse liefern zu können.

Betrachten wir zuerst den Hauptbuntsandstein, so zeigt derselbe bekanntlich die Eigenthümlichkeit, dass er fast leer von thierischen Resten ist. Man hat daraus wohl auf einen übergrossen Salzgehalt des Meerwassers geschlossen, in welchem die Thierwelt nicht mehr hätte leben können. Diese Ansicht ist aber nicht haltbar, weil sich dann häufige Reste von Salz- oder von Gypslagern in diesen Schichten finden müssten. Dies ist aber bekanntlich nicht der Fall; selbst Steinsalzpseudomorphosen sind darin sehr selten. Die Armuth an thierischen Versteinerungen ist nach meiner Meinung lediglich darauf zurückzuführen, dass der am Meeresgrunde sich ablagernde Sand von den Strömungen beständig aufgerührt wurde, sodass die Thiere in diesen Sandmassen erstickten.

Was an thierischen Resten im Hauptbuntsandstein vorhanden ist, zeigt uns, dass das Meer, in welchem diese Schichten sich absetzten, niemals grössere Tiefe besessen haben kann. Es finden sich gewöhnlich Reste von Sauriern oder Abdrücke ihrer Fährten, und einige Pelecypoden, meistens Gervillien oder Myophorien oder verwandte Geschlechter. Es sind stets Formen des wenig tiefen Wassers und zwar harte Arten, welche in der Trias am längsten ausdauern, wenn alle übrigen Geschöpfe verschwinden, und welche auch da noch erscheinen, wo das Wasser viel stärker, wie gewöhnlich, gesalzen ist, so in den salinarischen Schichten des Röths, im Mittleren Muschelkalk bei Rüdersdorf und in den gypshaltigen Schichten des Keupers.

Pflanzenreste sind im Hauptbuntsandstein im Allgemeinen so selten, dass man annehmen darf, dass sie überall nur angeschwemmt seien; doch soll die Möglichkeit, dass sie an einzelnen Stellen, in der Nähe alter Küsten, auch wohl an Ort und Stelle gewachsen sein könnten, von mir nicht bestritten werden. Es würde dies meiner Auffassung vom Bau der Trias durchaus nicht widersprechen.

Auch an der Structur der Schichten des Hauptbuntsandsteins lässt sich deutlich erkennen, dass das Meer des Hauptbuntsandsteins während der ganzen Zeit der Ablagerung desselben nicht besonders tief gewesen sein kann. Horizontalgestreifte Schichten wechseln in Hauptbuntsandstein mit diagonalgestreiften, während wellige Structur hier nur selten, und in etwas anderer Ausbildung, als am Wellenkalk, angetroffen wird. Wenn trotzdem im Hauptbuntsandstein mit den diagonalgestreiften nicht wellige, sondern horizontalgestreifte Schichten erscheinen, so kann dies nur so erklärt werden, dass das Hauptbuntsandstein-Meer nicht oceanischer Natur gewesen ist. Es war vom Ocean soweit abgeschnürt, dass sich die ungeheueren Wellen des Oceans auf seiner Oberfläche nicht mehr bilden konnten. Es entstanden nur verhältnissmässig niedrige Wellen, welche den Meeresgrund nicht mehr erreichten, sodass sich hier ebenflächige Schichten ablagern konnten.

In ihrer Structur zeigen die Schichten des Hauptbuntsandsteins die grösste Aehnlichkeit mit den Schichten im obersten Theile des Wellenkalks bei Meiningen, wo auch mit der beginnenden Abschnürung des deutschen Muschelkalkmeeres vom Ocean an die Stelle der welligen Schichten ebenflächige und diagonalgestreifte treten. Ich werde bei der Betrachtung des Wellenkalks auf diese Verhältnisse zurückkommen.

Die Gliederung des Hauptbuntsandsteins nach der Korngrösse in die beiden Abtheilungen des fein- und grobkörnigen Buntsandsteins passt augenscheinlich in die Transgressionstheorie des Herrn Bornemann ebensowenig hinein, wie die Gliederung des Wellenkalks im mittleren Deutschland. Er erklärt sie ohne Zweifel aus diesem Grunde für »unwissenschaftlich«, gerade so wie er dies früher auch mit der üblichen Gliederung des Wellenkalks gemacht hat, und betont dabei das in Anführungszeichen stehende Wort noch besonders durch gesperrten Druck. Diese Gliederung des Buntsandsteins, meint er, diene höchstens dazu, das Papier auf den geologischen Karten etwas bunt zu machen.

Wie man über das Verhältniss der in den verschiedenen Gegenden Deutschlands nach der Korngrösse der Sandsteine unter-

schiedenen Abtheilungen des Buntsandsteins zu einander auch denken mag, so ist eine so scharfe Sprache doch schon deshalb ungerechtfertigt, weil eine grosse Reihe tüchtiger und gewissenhafter Beobachter derartige Unterschiede nachgewiesen hat. Diese Unterschiede sind für die Configuration der Oberfläche und für die Culturverhältnisse der Länder von bestimmendem Einfluss. Es ist aber eine der Aufgaben der Geologie, solche Verhältnisse festzustellen, sie zu verfolgen und auf den geologischen Karten zur Anschauung zu bringen.

Aber auch vom rein geologischen Standpunkte aus betrachtet hat die BORNEMANN'sche Kritik keine Berechtigung.

Der Process, welchen die klastischen Massen des Buntsandsteins auf dem Wege von der ursprünglichen bis zur jetzigen Lagerstätte durchgemacht haben, ist ein ganz ähnlicher Vorgang gewesen, wie derjenige, den wir in den Separationsanstalten der Bergwerke vor sich gehen sehen. Bei der Separation der Mineralien wird das Material nach dem specifischen Gewichte und nach der Korngrösse von einander getrennt; die feineren Schlämme werden am weitesten durch das Wasser fortgeführt, während die gröberen Massen einen kürzeren Weg zurücklegen. In der Natur stellen sich dem regelmässigen Verlaufe dieses Vorganges allerlei Hindernisse in den Weg, so dass die Regelmässigkeit der Separation des aus der Zerstörung des Festlandes hervorgegangenen Materials vielfach gestört wird. Solche Störungen können z. B. durch Aenderungen in der Lage der Strömungen oder durch inselförmig aus dem Meere aufragende Landmassen verursacht werden. Es schieben sich in Folge dessen gröbere Massen zwischen die feinkörnigen ein und umgekehrt.

Es muss also bei dem Transport des Materials eine mehr oder weniger regelmässige Gliederung desselben in horizontaler Richtung entstehen, in der Weise, dass sich die Schlämme nach ihrer Korngrösse durch allmähliche Uebergänge mit einander verbunden in nahezu horizontaler Richtung hinter einander legen.

In der That lässt sich eine derartige Veränderung der Ablagerungen in horizontaler Richtung bis zu einem gewissen Grade im deutschen Buntsandstein nachweisen.

Wir beobachten im Mittleren Buntsandstein, je weiter wir von Mitteldeutschland nach Süden vorgehen, eine Zunahme der Geröllager, die sich nach Norden hin, das eine früher, das andere später, sämmtlich auskeilen. Auch an der verschiedenen Ausbildung des Oberen Buntsandsteins, im Süden vorwiegend als Sandstein, im mittleren und nördlichen Deutschland vorwiegend als Thon, tritt die Wirkung der Separation in horizontaler Richtung sehr deutlich zu Tage.

Auf ganz anderen Ursachen beruht dagegen der Wechsel in der Beschaffenheit des Materials in verticaler Richtung. Während wir in horizontaler Richtung die durch Separationsvorgänge mehr oder weniger scharf von einander getrennten Schlämme derselben Zeit vor uns haben, sehen wir in verticaler Richtung diejenigen einer langen Zeitperiode. Es spiegeln sich daher in dem Wechsel der Gesteine in verticaler Richtung die Veränderungen der Continente durch die allgemeine Abtragung und die Veränderungen in den Beziehungen zwischen Land und Meer wieder.

Von besonderer Wichtigkeit für die Beurtheilung der Verhältnisse des Hauptbuntsandsteins sind die in demselben vorkommenden geröllеführenden Schichten, indem sie nicht nur über die Herkunft des Materials des Buntsandsteins einiges Licht verbreiten, sondern es auch möglich machen, die Schichten in ihrer Verbreitung zu verfolgen. Sie zeigen bekanntlich in sofern eine Verschiedenheit, als die tieferen Geröllelager neben quarzitischen Geröllen auch solche von sogenannten krystallinischen Gesteinen enthalten, während die Gerölle der obersten Lager fast nur aus Quarz oder quarzitischen Gesteinen zusammengesetzt sind. Es geht daraus hervor, dass die Masse der unteren Schichten des Mittleren Buntsandsteins zu einem ansehnlichen Theile aus den deutschen Mittelgebirgen selbst herrührt, dass aber das Material des oberen Theils der Ablagerung anders woher gekommen sein muss. Man erkennt dies besonders deutlich an dem ausgedehntesten dieser Lager, an dem sogenannten Hauptconglomerat. Dasselbe erstreckt sich durch den Schwarzwald und die Vogesen, die Haardt und den Spessart, und lässt sich sogar bis über Fulda hinaus nach Norden hin verfolgen. Da die süddeutschen Gebirge

in ihrer Hauptmasse aus ganz anderem Materiale bestehen, dieselben auch zum grössten Theile vom Buntsandstein bedeckt sind oder bedeckt waren, so kann das Material des Hauptconglomerats nicht aus diesen Gebirgen herrühren, sondern es muss aus weiter südlich liegenden Gegenden hergekommen sein. Diese Gerölle sind wahrscheinlich durch einen grossen Strom ausserhalb des deutschen Gebietes in das Meer geführt und hier allmählich durch die Strömungen verbreitet worden. Auch die übrigen im oberen Theile des Mittleren Buntsandsteins vorkommenden homogenen Gerölleschichten verdanken vermuthlich demselben Strome ihren Ursprung. Das Erscheinen solcher Gerölle in verschiedenen Horizonten, getrennt durch gewöhnlichen Sandstein, liesse sich durch die Annahme erklären, dass sich die Lage des Stromes im Laufe der Zeiten mehrfach etwas geändert habe.

Aus der ausserordentlich weiten Verbreitung des Hauptconglomerats geht hervor, dass der Meeresboden zur Zeit der Ablagerung desselben horizontal oder doch nur sehr wenig geneigt war; denn sonst müsste dieses Lager die Form eines sich rasch zuspitzenden Keils haben. Daraus folgt aber weiter, dass die Transgressionsbewegung zu jener Zeit in verticaler oder nahezu verticaler Richtung erfolgt sein muss.

Die Beobachtung, dass die Geröllelager im südlichen und mittleren Deutschland das eine früher, das andere später verschwinden, lässt es zwar als bedenklich erscheinen, anzunehmen, dass die Grenze zwischen dem Unteren und Mittleren Buntsandstein in den gleichen geologischen Horizont falle. Erwägt man aber, dass das Erscheinen der Gerölle im Mittleren Buntsandstein nicht von localen Verhältnissen abhängig gewesen sein kann, sondern offenbar durch bedeutende, in ihrer Wirkung sehr weitgreifende Veränderungen in den Beziehungen zwischen Festland und Meer veranlasst worden sein muss, so erscheint es doch mindestens als nicht unwahrscheinlich, dass der Anfang der Geröllebildung im Mittleren Buntsandstein in Deutschland wenigstens nahezu in die gleiche Zeit fällt.

Die eigenthümliche Rolle, welche die obersten Schichten des Hauptbuntsandsteins, der Chirotheriensandstein, in der Bor-

nemann'schen Theorie spielt, setzt voraus, dass die Beschaffenheit dieser Schichten überall die gleiche, wie bei Hildburghausen, sei. Dass der Chirotheriensandstein in dieser Gegend eine Strandbildung ist, wird auch von mir nicht bezweifelt. Es geht dies ganz klar aus den vielen Austrocknungsrissen hervor, welche die Steinplatten zeigen. Dagegen lege ich auf das Vorhandensein der Fährtenabdrücke in dieser Hinsicht kein Gewicht, da sich solche auch unter Wasser gebildet haben können; denn der Meeressand ist, vom Wasser durchtränkt, standfähig, so dass er sogar scharfe Eindrücke behält. Wir treffen Chirotherienfährten thatsächlich auch in Schichten, die sicher nicht am Strande entstanden sind. So berichtet von Alberti [1]) von einem englischen Sandsteinbruche, in welchem sich bis zu 140 Schuh unter der Erdoberfläche zahlreiche und in der grössten Tiefe sehr stark eingedrückte Fussstapfen vorfanden. Aber eine derartige Beschaffenheit, wie bei Hildburghausen zeigt der Chirotheriensandstein in der Regel nicht. Es finden sich darin gewöhnlich keine Chirotherienfährten und noch weniger Austrocknungsrisse. Dagegen erscheinen darin in einem grossen Theile von Deutschland zahlreiche Knollen von Dolomit, welche für diesen Horizont sehr charakteristisch sind, und oft einen bedeutenden Theil des Gesteins ausmachen. Da sich derartige Gesteine nur im Meere bilden können, so muss der Chirotheriensandstein im Allgemeinen als ein marines Gebilde angesehen werden.

Im Oberen Buntsandstein tritt uns in den Gypslagern ein Vorkommen entgegen, welches nicht nur für die Beurtheilung der Verhältnisse dieser Schichtenreihe, sondern auch für die Kenntniss der Verhältnisse des Hauptbuntsandsteins von grosser Bedeutung ist. Wir sehen die Gypslager in der thonigen Facies dieser Abtheilung durch ganz Mittel- und Norddeutschland, von Westfalen bis nach Russland hin verbreitet. Wenn sie, wie in Oberschlesien, auch einmal fehlen, so tauchen sie doch weiterhin bald wieder auf. Sie zeigen sich in allen Horizonten, bei Meiningen in den nach der Auslaugung des Gypses gebildeten Geoden

[1]) von Alberti, Beiträge zur Monographie des Buntsandsteins etc. S. 240.

und in einer dünnen Zellenkalklage sogar noch in den rothen Mergeln über den petrefactenreichen, festen Kalkbänken der *Modiola Credneri*-Zone, ganz nahe unter dem Wellenkalk. Am häufigsten und mächtigsten aber sind sie im tiefsten Theile des Röths. In der Nähe des Thüringer Waldes lagert am Fusse des Heldrasteins bei Treffurt ein sehr mächtiges Lager dieses Minerals unmittelbar auf dem Chirotheriensandstein, welcher hier in seinem unteren Theil an einigen Orten stark gypshaltig ist [1]).

Auch bei Jena [2]) liegt der Gyps in grosser Mächtigkeit unmittelbar über dem Sandstein.

Diese enge Verbindung des Röthgypses mit dem Hauptbuntsandstein zeigt auf das Deutlichste, dass letzterer oder doch min-

---

[1]) Herr Bornemann hat in seiner Abhandlung über den Buntsandstein auf S. 49 auch den Chirotheriensandstein am Heldrastein und die Benutzung desselben zu Stubensand erwähnt und kommt dabei auch auf einen von mir in einem Aufsatze über den Chirotheriensandstein (vergl. dieses Jahrbuch für 1883) ganz beiläufig erwähnten Hohlraum zu sprechen. Er behauptet, es sei von mir die »Hypothese« aufgestellt worden, dass dieser Hohlraum, dessen Entstehungsweise, sei es durch Ausgrabung, sei es durch Auslaugung, ich als nebensächlich unentschieden gelassen hatte, »nicht durch Ausgraben, sondern durch Auslaugung« entstanden sei und setzt hinter diesen Satz sowohl ein Frage- als ein Ausrufungszeichen.

Die ganze Darstellung seitens des Herrn Bornemann ist geeignet, bei dem Leser den Eindruck hervorzurufen, als sei die Umgebung des Heldrasteins von mir sehr oberflächlich untersucht worden. Das Ausrufungszeichen in Verbindung mit dem Fragezeichen soll offenbar andeuten, dass ich wohl gar die ungeheuerliche Idee im Kopfe gehabt habe, dass Höhlungen im Sandstein durch Auslaugen von Sand entstehen könnten.

Wer meine Abhandlung über den Chirotheriensandstein am Heldrastein durchliest, wird jedoch finden, dass ich im Gegentheil den Verhältnissen dieser Gegend eine ganz besondere Aufmerksamkeit gewidmet habe, und dass alles das, was Herr Bornemann darüber vorträgt, bereits in jener Abhandlung von mir gesagt worden ist. Es findet sich in dieser Schrift auch die Angabe, dass der Chirotheriensandstein am Heldrastein gypshaltig sei, und zwar in seinem »unteren Theil auf 4 Meter Höhe in so hohem Grade, dass man leicht Handstücke daraus schlagen könne, welche aus nur wenig von Sand verunreinigtem Gypse bestehen.« Man sollte sagen, dass eine solche Angabe in einem solchen Zusammenhange für jeden Geologen genügend wäre, um einzusehen, dass, wenn von Höhlenbildung in einem solchen Gestein die Rede ist, nur die Auslaugung des Gypses gemeint sein kann.

[2]) Siegfried Passarge, Das Röth im östlichen Thüringen, S. 7.

destens der obere Theil desselben eine marine Ablagerung sein muss; denn der Hauptbuntsandstein erscheint zur Zeit der Ablagerung der untersten Schichten des Röths geradezu als der Boden des Meeres und zwar eines Meeres, in welchem die Concentration an Salzen soweit vorgeschritten ist, dass die Ausscheidung von Erdsalzen erfolgt.

Dieser Umstand beweist ganz überzeugend die völlige Haltlosigkeit der Bornemann'schen Theorie, denn bei dem schrägen Absinken des Festlandes unter den Meeresspiegel [1]), wie es diese Theorie verlangt, müsste das Röthmeer in offener Verbindung mit dem Ocean gestanden haben und das Wasser desselben immer weiter gegen das Land vorgedrungen sein. Dabei ist aber an eine Ausscheidung von Salzen nicht zu denken.

Mit dem Erscheinen des untersten Röthgypses sehen wir auch in den klastischen Absätzen eine grosse Veränderung vor sich gehen. Die groben Gerölle verschwinden, und es stellen sich feinere Absätze ein, im nördlichen und mittleren Deutschland vorherrschend Thone, im Süden Sandsteine, die nach dieser Seite hin den Thon bis auf einen geringen Rest allmählich verdrängen. Zwischen die Thonlager schieben sich in der thonigen Facies vielfach Lager von Gyps ein, und zwar hier, wie schon gesagt, in allen Horizonten, während derselbe in den Gegenden mit sandiger Facies erst in dem thonreichen, oberen Theil der Ablagerung erscheint. Es zeigen sich jetzt auch wieder häufiger Versteinerungen von Thieren. Es sind auch hier gewöhnlich Reste von Sauriern und von den Pelecypoden diejenigen Gattungen, die in den Ablagerungen der übersalzenen Gewässer der Trias gewöhnlich erscheinen. Merkwürdiger Weise finden sich an einzelnen Stellen auch schon ein Paar Arten von Ammoniten.

Wir erkennen aus diesen Verhältnissen, dass zur Zeit des Hauptbuntsandsteins das Maass der Aufschüttung des klastischen Materials grösser gewesen ist, als dasjenige der positiven Bewe-

[1]) Herr Bornemann vermeidet es zwar, sich darüber zu erklären, ob er sich die Bewegung im Festlande oder Meere liegend denkt; es ist aber klar, dass seine Theorie die Bewegung des Festlandes verlangt; denn der Meeresspiegel kann keine so schräge Lage annehmen, wie er sie sich vorstellt.

gung. Das Meer ist zu Ende dieser Zeit endlich so seicht geworden, dass sich Salze ausscheiden, was eine Abschnürung des deutschen Meeres vom Ocean bis zu einem gewissen Grade voraussetzt. Die positive Bewegung dauerte auch während der Zeit des Oberen Buntsandsteins fort, jedoch trat hier, wie der beständige Wechsel zwischen klastischem und chemisch ausgeschiedenem Material beweist, ein Gleichgewichtszustand zwischen Sedimentbildung und positiver Bewegung ein.

Man hat den Wechsel von petrefactenführenden und petrefactenleeren, von klastischen und chemisch ausgeschiedenen Schichten im Oberen Buntsandstein wohl durch negative Recurrenzen erklären wollen. Obgleich ich gar nicht bestreiten will, dass derartige Bewegungen vorgekommen sein können, so halte ich es doch für unwahrscheinlich, dass sie in bemerkbarer Weise in die Ausbildung der Schichten eingegriffen hätten. Wir müssten, wenn solche Bewegungen öfters und in merklichem Grade vorgekommen wären, auch in den kalkigen Ablagerungen der Trias, wo sie sich an die Versteinerungen besser controlliren lassen, von diesen Recurrenzen innerhalb der grossen Schwankungen Spuren sehen, was aber thatsächlich nicht der Fall ist. Es liegt auch kein zwingender Grund vor, zur Erklärung der erwähnten Erscheinungen zu so complicirten Vorgängen seine Zuflucht zu nehmen; denn die Verschiedenartigkeit der Absätze lässt sich sehr einfach durch den Wechsel in der Richtung der Strömungen erklären, welche vom Lande her süsseres Wasser und klastisches Material herbeiführten, während an anderen Stellen durch Verdunstung in dem flachen Wasser eine Anreicherung an Salz stattfand.

Im südwestlichen und westlichen Theile von Deutschland kommen bekanntlich in den feinkörnigen Sandsteinen des Oberen Buntsandsteins auch Landpflanzen vor, gewöhnlich nur vereinzelt, an einigen Stellen aber auch in grösserer Menge bei einander. Man hat daraus wohl den Schluss gezogen, dass diese Sandsteine eine Bildung des festen Landes seien.

Es ist allerdings wohl möglich, dass sich in dem flachen Meere des Oberen Buntsandsteins hie und da, besonders in der Nähe der Küsten, etwas Festland gebildet hat. Jedoch weist die

Lage der Pflanzen auf den Schichtflächen im Allgemeinen auf Einschwemmung hin. Da nun in der Nähe der Stellen, wo sie in grösserer Menge vorkommen, festes Land vorhanden war, so der südliche Theil des Schwarzwaldes und der Vogesen, die Eifel und die Ardennen, so liegt es nahe, daraus zu schliessen, dass die Pflanzen in der Regel in das Meer geschwemmt und dort von den Sedimenten bedeckt worden sind.

Dass die sandige Ausbildung des Oberen Buntsandsteins im südlichen Deutschland nichts ist, als eine besondere Facies, und dass sie nicht in einer negativen Bewegung in diesem Theile Deutschlands ihren Grund hat, zeigt sich daran, dass auch im südlichen Deutschland gegen Ende der Periode Gyps in dieser Ablagerung erscheint. Das Meer zeigt also zu dieser Zeit im Süden wie im Norden eine ganz gleiche Beschaffenheit; es ist überall seicht. Wir sehen, dass zu dieser Zeit die Bewegung in ganz Deutschland gleichmässig vor sich geht, in verticaler Richtung und im positiven Sinne und haben keinen genügenden Grund, zu glauben, dass dies zur Zeit der Ablagerung der unteren sandigen Schichten anders gewesen sei.

Es bleibt noch übrig, einen Blick auf die Structurverhältnisse der Sandsteine dieser Abtheilung zu werfen.

Sie sind hier gewöhnlich dünnschiefrig, auf der Oberfläche meistens ebenflächig, zuweilen aber auch mit breiten, flachen Wellenfurchen versehen. Es ist diejenige Schichtung, wie sie in flachen Gewässern entsteht, welche vom Ocean so weit abgetrennt sind, dass Ebbe und Fluth keinen Einfluss mehr auf den Meeresboden ausüben können.

Diagonalstructur wird aus dem Oberen Buntsandstein nur selten erwähnt, so von Blankenhorn aus der Gegend am Nordrande der Eifel [1]). Sie zeigt sich nach der Beschreibung dieses Autors an Sandsteinen, welche von geröllefü̈hrenden Schichten begleitet werden, hier sogar häufiger, als an den Schichten des Hauptbuntsandsteins. Nach von Alberti [2]) kommt sie auch in

[1]) M. Blankenhorn, Die Trias am Nordrande der Eifel S. 17.

[2]) von Alberti, Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins etc. S. 35.

Württemberg im Buntsandstein ELIE DE BEAUMONT's, in dem untersten Theil der Ablagerung, in den dickgeschichteten Thonsandsteinen vor. Die Streifung geht nach der Beschreibung VON ALBERTI's »häufig nicht den Schichten parallel, sondern unter verschiedenen Winkeln quer durch mehrere Schichten.«

Es zeigt sich hier also in beiden Fällen noch eine lebhafte Einwirkung der Gezeiten. Wenn es auch denkbar ist, dass die Bewegung des Meeres durch Ebbe und Fluth sich auch zur Zeit des Oberen Buntsandsteins noch an einigen Stellen geltend gemacht habe, so erregen die geschilderten Verhältnisse doch einigen Zweifel, ob diese diagonalgestreifte Schichten, besonders die von BLANKENHORN erwähnten, wirklich zum Oberen Buntsandstein gehören, oder ob sie nicht besser zum Mittleren Buntsandstein gestellt werden.

Während der folgenden Zeitperiode, zur Zeit der Ablagerung des Muschelkalks sehen wir die Meerestiefe zwei Mal zu- und abnehmen. Die Zeit der niedrigsten Wasserstände wird durch die Ablagerungen des Mittleren Muschelkalks und des Keupers bezeichnet.

Die zahlreichen Einschlüsse von Petrefacten in den Schichten des Unteren und Oberen Muschelkalks setzen uns in den Stand, die Bewegungen zwischen Land und Meer während dieser Zeit genauer, als bisher, zu verfolgen.

Im unteren Theil des Wellenkalks hat die Fauna einen litoralen Charakter; höher nimmt der Formenreichthum zu und es erscheinen allmählich immer mehr Geschöpfe des tieferen Meeres. In dem mittleren Theile der Ablagerung sind die Schichten ganz angefüllt mit Terebrateln und Encrinitenstielen. Mit ihnen finden sich hier zahlreiche Spiriferen und Ammoniten verschiedener Art, diese jedoch nur sparsam.

Am reichsten an Arten und Individuen sind wohl die Schichten mit *Terebratula vulgaris*, die sich von den Vogesen bis nach Oberschlesien, von den Alpen bis nach Osnabrück hin verfolgen lassen und ein unverdächtiges Zeugniss für die grosse Gleichmässigkeit der Meerestiefe und damit der Transgressionsbewegung in verticaler Richtung in Deutschland ablegen.

Die Lebensweise der heute lebenden Vertreter der genannten Geschöpfe gestattet uns, mit einiger Sicherheit Schlüsse auf die Tiefe des Meeres zur Zeit der Ablagerung der Terebratelbänke zu machen. Wir treffen die Brachiopoden mit Ausnahme der Linguliden und Disciniden heute sämmtlich in tieferem Wasser. *Terebratula caput serpentis* und *vitrea* kommen an der norwegischen Küste in einer Tiefe von 30 bis 150 Faden (55 bis 274 Meter) vor; *Waldheimia cranium* wurde von Barett zwischen den Vigton-Inseln und dem Nordkap in Tiefen von 25 bis 150 Faden (46 bis 274 m) angetroffen. Die Crinoiden der Jetztzeit dagegen bewohnen viel grössere Tiefen. *Rhizocrinus* wurde von Sars bei den Lofoten aus einer Tiefe von 300 Faden, und *Hyocrinus* von der Challenger-Expedition sogar aus einer Tiefe von 2325 m heraufgeholt.

Die Vereinigung von Geschöpfen des tiefen Wassers mit litoralen Formen in den Terebratelbänken zwingt uns, die Tiefe des Meeres zur Zeit der Entstehung derselben nicht zu gross, aber auch nicht zu gering anzuschlagen. Sie dürfte gegen 300 Meter betragen haben [1]).

Ueber der Region der Terebratelbänke sehen wir, wie die Zahl der Thierformen in den Schichten allmählich wieder zurückgeht; die Thiere des tiefen Wassers verschwinden mehr und

---

[1]) Diese Betrachtung regt mich zu einer Bemerkung über die Begrenzung des Unteren Muschelkalks gegen den Oberen Buntsandstein im nordöstlichen Deutsch-Lothringen durch Schumacher (Zur Kenntniss des Unteren Muschelkalks im nordöstlichen Deutsch-Lothringen) an. Seine interessante Arbeit lehrt uns, dass trotz der weiten Entfernung der Untere Wellenkalk im nordöstlichen Deutsch-Lothringen noch ähnlich zusammengesetzt ist, wie in Thüringen. Jedoch fällt es auf, dass in Lothringen der Untere Muschelkalk bis zum Horizonte der *Terebratula Ecki* eine verhältnissmässig geringe Mächtigkeit zeigt, und dass bereits hart über der oberen Grenze des Oberen Buntsandsteins Schichten mit Terebrateln, Spiriferen und Encriniten von Schumacher aufgeführt werden. Unter den untersten Wellenkalkschichten lagern im Oberen Buntsandstein nach Schumacher zunächst der hier sehr wenig mächtige »Grenzletten« und weiter abwärts »wahrscheinlich ursprünglich dolomitische« Sandsteine mit zahlreichen Arten von Muschelkalk-Pelecypoden, unter denen Schumacher einmal auch Trochiten fand. Das Erscheinen von Formen des tieferen Meeres muss uns nach meiner Meinung zu dem Schlusse leiten, dass die eben erwähnten, von Schumacher zum Oberen Buntsandstein gestellten Schichten in Wirklichkeit versandete Muschelkalkschichten sind.

mehr, und es stellen sich wieder Formen des seichteren Wassers ein, bis an der oberen Grenze des Mittleren Muschelkalks das thierische Leben wieder fast völlig verschwindet.

Man hat offenbar in der Nähe der Terebratelzone den Wendepunkt vor sich, an welchem die positive Bewegung in die negative überging. In dieser Beziehung bildet die Zone der Schichten mit *Terebratula vulgaris* einen natürlichen Schnitt zwischem dem unteren und oberen Teile des Wellenkalks.

Dass die Abnahme der Meerestiefe zu dieser Zeit nicht lediglich als eine Folge der Erhöhung des Meeresbodens durch die Anhäufung der Sedimente anzusehen ist, geht ganz klar aus den Verhältnissen hervor, welche wir an den obersten Schichten des Wellenkalks am Thüringer Walde beobachten.

In der untersten Schaumkalkbank der Zone δ sehen wir bei Meiningen eine Bank vor uns, welche voll von Stielgliedern des *Encrinus Carnalli* steckt, häufig so voll, dass sich in dieser Beziehung die Bank sehr wohl mit dem Haupttrochitenkalk des Oberen Muschelkalkes messen kann. Das zahlreiche Vorkommen dieser Geschöpfe beweist, dass die Lebensbedingungen für dieselben damals noch recht günstig gewesen sein müssen, dass die Wassertiefe des Meeres zur Zeit der Bildung dieser Bank jedenfalls 80 Faden, vielleicht noch mehr betragen hat. Auch an anderen Formen ist diese Bank noch sehr reich; wir treffen darin auch noch gefingerte Ammoniten und zahlreiche Arten von gewöhnlichen Muschelkalk-Pelecypoden und Gastropoden. Oolithkörner oder an ihrer Stelle Schaumkalk-Poren kommen hier noch in solcher Menge vor, dass ihr Rauminhalt schwerlich geringer ist, als derjenige der übrigen Gesteinsmasse.

In den höheren Schichten bemerken wir eine auffallend rasche Abnahme der Thierformen. In der obersten Schaumkalkbank zeigen sich die Oolithkörner nur noch in geringer Menge und von Petrefacten gewöhnlich nicht viel mehr, als 2 Arten von Pelecypoden: die *Gervillia Goldfussi* und die *Myophoria orbicularis*. In den *Orbicularis*-Schichten verschwindet auch die zuerst genannte Art, so dass von allen Petrefacten fast nur noch die *Myophoria orbicularis* übrig bleibt.

Wir sehen hier, dass während der Bildung eines geringen Schichtencomplexes von nur 11 bis 12 Meter Mächtigkeit die Tiefe des Meeres eine sehr bedeutende Verminderung erleidet. Aus einem Meere mit der Fauna des tieferen Wassers wird ein seichtes Wasserbecken.

Eine so grosse Veränderung kann offenbar nicht lediglich durch die Aufschüttung einer so geringen Schichtenreihe bewirkt worden sein; sie muss eine andere Ursache haben, welche nur in einer Hebung der Erdfeste oder in einer Senkung des Meeresspiegels oder in einer Combination dieser Bewegungen bestanden haben kann.

Wie schon im ersten Theile dieser Arbeit von mir erwähnt wurde, sind die Schichten der Schaumkalkzone δ und die *Orbicularis*-Schichten dadurch ausgezeichnet, das sie zu einem grossen Theile diagonale oder kryptodiagonale Streifung zeigen. Sie wechseln mit Schichten, welche eine fast völlig ebene Oberfläche haben. Das Meer hat also an Tiefe sehr bedeutend abgenommen, so dass die durch die Gezeiten hervorgerufene Wasserbewegung den Untergrund des Meeres aufrühren konnte. Dabei ist die Verbindung mit dem Ocean allmählich so weit eingeengt, dass die Wellenfurchen des Oceans fast verschwinden, und dass gegen das Ende der Periode, wie die in den *Orbicularis*-Schichten in manchen Gegenden vorkommenden, in Folge von Auslaugung von Gypsknollen entstandenen Geoden beweisen, sich bereits Gyps auszuscheiden beginnt.

Diese Schichten bieten in Bezug auf die Textur das gleiche Bild, wie die Schichten des Hauptbuntsandsteins. Wir haben ein Recht, für die gleichen Erscheinungen im Buntsandstein eine gleiche Ursache anzunehmen und auch das Buntsandsteinmeer für ein wenig tiefes Meer zu erklären, dessen Boden von den durch die Gezeiten hervorgerufenen Strömungen vielfach aufgerührt wurde.

Auch in der Abtheilung des Mittleren Muschelkalks beobachten wir in Deutschland eine grosse Gleichförmigkeit der Verhältnisse, welche überall eine ziemlich gleiche Wassertiefe und senkrechte oder doch nahezu senkrechte Bewegung zwischen Festland und Meer voraussetzt.

Paläontologisch zeigt sich diese Gleichförmigkeit in dem Fehlen der Versteinerungen; nur an ganz vereinzelten Punkten, wie zu Rüdersdorf, taucht hier noch etwas Leben auf. An dem Schichtenbau zeigt sie sich in der Ebenflächigkeit der Schichten und der Gleichförmigkeit des Materials, welches hier aus Mergeln, Dolomiten, Salz und Gyps, an deren Stelle im Falle sie ausgelaugt sind, Zellenkalke treten, besteht.

Die Gleichmässigkeit der Tiefe des Meeres und damit der Bewegung zeigt sich besonders deutlich an der weiten Verbreitung der Gypslager. Sie erscheinen in Süddeutschland, wie in Mitteldeutschland, unmittelbar oder sehr nahe über dem Unteren Muschelkalk. Dies setzt nothwendig eine senkrechte Richtung der Bewegung voraus.

Da bis zu Anfang dieser Zeit dieselbe mit Sicherheit noch negativ war, diese Bewegung aber ein Fortdrängen des Meerwassers aus dem deutschen Becken bedingt, so kann das Material zu den Salz- und Gypslagern des Mittleren Muschelkalks wenigstens zu Anfang dieser Zeit nicht von aussen her eingedrungen sein. Es stammt also zum grossen Theil sicher aus demjenigen Wasser, welches zu Ende der *Orbicularis*-Zeit den deutschen Boden bedeckte.

Das Ende der negativen Bewegung muss etwa in die Zeit der obersten Gypsbildung fallen. Mit dem Einströmen des oceanischen Wassers zu Anfang der positiven Bewegung musste die Gypsbildung rasch ein Ende nehmen. Es lagerten sich nun Mergel, gelbe Kalke und Dolomite ab. Sie sind noch leer von Petrefacten, was beweist, dass damals das Meer noch übersalzen war. Mit dem Erscheinen der ersten Thiere beginnt dann eine neue Periode, in welcher das deutsche Meer mit dem Ocean wieder in volle Verbindung tritt und das Meerwasser wieder seine normale Beschaffenheit erlangt.

Auch während dieser Zeit, derjenigen des Oberen Muschelkalks erfolgte die Ausbildung der Schichten im Grossen und Ganzen in Deutschland in sehr gleichmässiger Weise.

Es tritt dies am schärfsten an der unteren Abtheilung, am Trochitenkalk, hervor, der über ganz Deutschland verbreitet ist und nur im äussersten Osten, in Oberschlesien fehlt.

Hier zeigt sich wieder eine ganz ähnliche Erscheinung, wie zu Ende der Wellenkalkperiode. Während das Meer sich aus einem flachen Becken zu einem Meere von oceanischem Charakter mit ansehnlicher Tiefe umgestaltet, bildet sich nur eine kleine Schichtenreihe von wenigen Meter Dicke. Der Uebergang von dem einen zum anderen Zustande ist während der Bildung des Muschelkalks nicht immer in dem gleichen Schrittmaasse erfolgt, sondern bald rascher, bald langsamer. Er ging rascher bei Beginn des Oberen Muschelkalks, langsamer bei der Bildung der unteren Schichten des Wellenkalks vor sich. Auch die Zeit, während welcher das deutsche Muschelkalkmeer in dem Zustande eines subpelagischen Meeres verharrte, ist offenbar in den verschiedenen Perioden eine sehr ungleiche gewesen.

Die während der positiven Bewegung gebildete Schichtenreihe des Oberen Muschelkalks zeigt uns in den Petrefacten einen ganz ähnlichen Entwickelungsgang, wie der Untere Muschelkalk während seiner positiven Periode: Es erscheint zuerst eine kleine Abtheilung mit Petrefacten des flachen Wassers. Es sind dies die Schichten der Zone der *Myophoria vulgaris*. Darüber stellen sich Lagen mit einer ungeheueren Menge von Brachiopoden ein, über welchen die Hauptmasse des eigentlichen Encrinitenkalkes lagert.

Auch hier stellt sich mit der Zunahme der Tiefe Oolithbildung ein. Auch diese Oolithkörner, kleine, wie grosse, sind sicher in Wirklichkeit nichts Anderes, als Kalkalgen gewesen.

Die mächtigen Bänke des eigentlichen Trochitenkalkes sind der Wendepunkt der Bewegung in dieser Periode; denn wir sehen wie diese Geschöpfe des tiefen Wassers sehr bald wieder verschwinden.

Die Bewegung im negativen Sinne während der Zeit der Ablagerung der Nodosenschichten muss eine sehr langsame gewesen sein; denn die Fauna ändert sich während dieser Zeit nur wenig; wir treffen Brachiopoden, wenn auch in grösserer Menge in den tieferen Schichten, in allen Horizonten bis oben hin verbreitet.

Aus den vorstehenden Untersuchungen der Gesteine und ihrer Einschlüsse im Bundsandstein und Muschelkalk ergiebt sich, dass die Bewegungen zwischen Landfeste und Meer in verticaler Rich-

tung erfolgt sein müssen, ohne dass wir in der Lage wären anzugeben, ob die Bewegungen in Schwankungen des Festlandes, des Meeresspiegels oder in einer Combination dieser Bewegungen bestanden haben.

Untersucht man auch die Mächtigkeit der Schichten, so treffen wir auf auffallende Verschiedenheiten, in der Weise, dass die Mächtigkeit einzelner Schichten-Complexe nach Norden hin zunimmt. Hierbei kann jedoch der Hauptbuntsandstein nicht in Betracht kommen, weil die Unebenheit des Untergrundes, auf welchem er lagert, zur Folge hat, dass seine Mächtigkeit in verschiedenen Gegenden sehr verschieden ausfällt. Man muss also zum Vergleich die höheren Glieder der Trias heranziehen.

Ich gebe in nachstehender Tabelle eine Zusammenstellung der Mächtigkeit des unteren und oberen Wellenkalks, sowie dessen Gesammtmächtigkeit in verschiedenen Theilen Deutschlands, aus welcher das bedeutende Anwachsen desselben von Süden nach Norden zu hervorgeht.

| No. | Gegend | Beobachter | Mächtigkeit des Unteren Wellenkalks Meter | Mächtigkeit des Oberen Wellenkalks Meter | Gesammt-Mächtigkeit des Wellenkalks Meter |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Südöstlicher Schwarzwald . . . . . . . | Schalch | 20 | 27 | 47 |
| 2 | Schwarzwald (Gegend von Nagold) . . . | Eck | 19 | 51 | 70 |
| 3 | Jena . . . . . . . . | Wagner | 38 | 75 | 113 |
| 4 | Meiningen . . . . . | Frantzen | 36 | 77 | 113 |
| 5 | Oberschlesien . . . . | Eck | 89 | 72 | 161 |
| 6 | Rüdersdorf . . . . . | Eck | 77 | 73 | 150 |
| 7 | Warburg und Sandebeck [1]) . . . . . . | Frantzen | 78,9 | 77,0 | 164,9 |

[1]) Es sind hier die Resultate der Messung an 2 Orten, bei Sandebeck und bei Liebenau an der Ostgrenze von Westfalen combinirt. Bei Sandebeck beträgt die Mächtigkeit des Wellenkalks von seiner Basis bis zur Bank α 87,86 Meter, von dort bis zur Oberkante der oberen Terebratelbank 48,94 Meter. Die Mächtigkeit der Schichten über dieser Bank bis zum Mittleren Muschelkalk wurde bei Liebenau auf 28,08 Meter festgestellt.

Aehnliche Verhältnisse zeigen sich auch im Oberen Muschelkalk. Man ist ganz überrascht, wenn man vom Thüringer Walde kommend den sehr zusammengeschrumpften Oberen Muschelkalk bei Freiburg im Breisgau zu sehen bekommt.

Wenn bei der Grösse der Sedimentbildung auch manche Zufälligkeiten mitwirken mögen, so sind doch die Unterschiede in der Mächtigkeit des Wellenkalks so gross, dass sie nicht allein auf ihre Rechnung gesetzt werden können. Da der Muschelkalk auch nicht aus angeschwemmtem Materiale besteht, sondern die Hauptmasse desselben an Ort und Stelle entstanden sein muss, so bleibt kein anderer Ausweg, als anzunehmen, dass bei den Bewegungen zwischen Landfeste und Meer das Festland sich ein wenig nach N. hin gesenkt habe.

Diese Senkung war jedoch eine so geringe, dass sie die Gleichmässigkeit des Baues der Gebirgsschichten nicht wesentlich gestört hat. Jedoch ist es wohl möglich, dass kleine Verschiedenheiten, wie der Uebergang der kalkigen *Modiola*-Schichten bei Meiningen in Röththon nach Süden zu theilweise auf Rechnung dieser schwachen Transgressionsbewegung zu setzen wäre.

Die nahezu senkrechte Bewegung lässt die weite Verbreitung selbst schwacher Schichten der Trias, wie der Lehrbergschicht, und der Oolithbänke des Wellenkalks begreiflich erscheinen. Die Bornemann'sche Transgressionstheorie stösst dagegen überall auf unlösbare Widersprüche. Bornemann hat den Buntsandstein in sehr schräger Lage unter den Meeresspiegel versinken lassen; »darüber und daneben« bilden sich der Reihe nach Röth und Wellenkalk. Wie die bei der positiven Bewegung abgesunkenen Schichten aber aus ihrer schrägen Lage wieder in die Höhe kommen sollen, und in welcher Weise sich bei der Umkehrung der Bewegung der Mittlere Muschelkalk auf den Wellenkalk legen soll, dies einzusehen, ist mir nicht möglich.

# Der Koschenberg bei Senftenberg.

Von Herrn **Konrad Keilhack** in Berlin.

---

Als äusserster nördlicher Vorposten der Berge der sächsischen Lausitz erhebt sich eine Meile südlich von Senftenberg, im südlichsten Theile der Provinz Brandenburg, der Koschenberg. Ist derselbe schon beachtenswerth als einer der wenigen Punkte, an denen vortertiäre Gesteine die ausgedehnten tertiären und quartären Ablagerungen durchragen, so wird das Interesse für ihn noch erhöht durch den Umstand, dass hier die einzigen Eruptivgesteine der Provinz anstehen, und dass an ihm auf engem Raume ein gut Theil der für die sächsische Lausitz charakteristischen geologischen Erscheinungen in guten Aufschlüssen beobachtet werden kann. Da dieselben von Berlin aus bequem an einem Tage besucht werden können, so erscheint die Veröffentlichung eines kleinen geologischen Kärtchens dieses Gebietes nebst einer kurzen Beschreibung desselben, die als Führer bei Excursionen dienen kann, nicht unangemessen. Ich kann mich dabei um so kürzer fassen, als die ganz übereinstimmenden Verhältnisse auf den nordsächsischen Blättern von den Geologen der sächsischen Landesuntersuchung eine eingehende Beschreibung erfahren haben [1]).

In der Litteratur sind, soweit mir bekannt geworden ist, die Gesteine des Koschenberges nur von Huyssen und Friedel kurz

---

[1]) Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen. Section Schwepnitz von E. Weber. Section Strassgräbchen von E. Weber. Section Königswartha-Wittichenau von G Klemm, und die südlich angrenzenden Blätter.

erwähnt worden. Ersterer giebt in einer »Uebersicht der bisherigen Ergebnisse der vom preussischen Staate ausgeführten Tiefbohrungen im norddeutschen Flachlande und des bei diesen Arbeiten verfolgten Planes«[1]) eine Aufzählung der bekannten Punkte anstehenden Gesteines in der Provinz Brandenburg und gedenkt dabei auch des Koschenberges und der ihn zusammensetzenden Gesteine, und letzterer wiederholt die Angaben Huyssen's in seiner »Erläuterung zum Eintheilungsplan der geologischen Abtheilung des märkischen Provinzialmuseums der Stadt Berlin« 1885.

Aus der weiten, 105—120 Meter hoch gelegenen Geschiebesandebene südlich von der Stadt Senftenberg erhebt sich unmittelbar südlich vom Dorfe Gr. Koschen der Koschenberg bis zu 176,4 Meter ü. M. Einen Kilometer weiter südlich ragt ein kleinerer, namenloser Berg bis zu 130 Meter ü. M. empor.

An diesen beiden Bergen und in ihrer Umgebung innerhalb des auf der beigegebenen Karte dargestellten Gebietes treten folgende Formationen resp. Gesteine auf:

1. Grauwacke, wahrscheinlich untersilurischen Alters, zum Theil in contactmetamorphischem Zustande.
2. Granitit.
3. Diabas.
4. Tertiär.
5. Diluvium.
    a) Localmoränen.
    b) Geschiebelehm.
    c) Thon.
    d) Geschiebedecksand.
6. Alluvium.

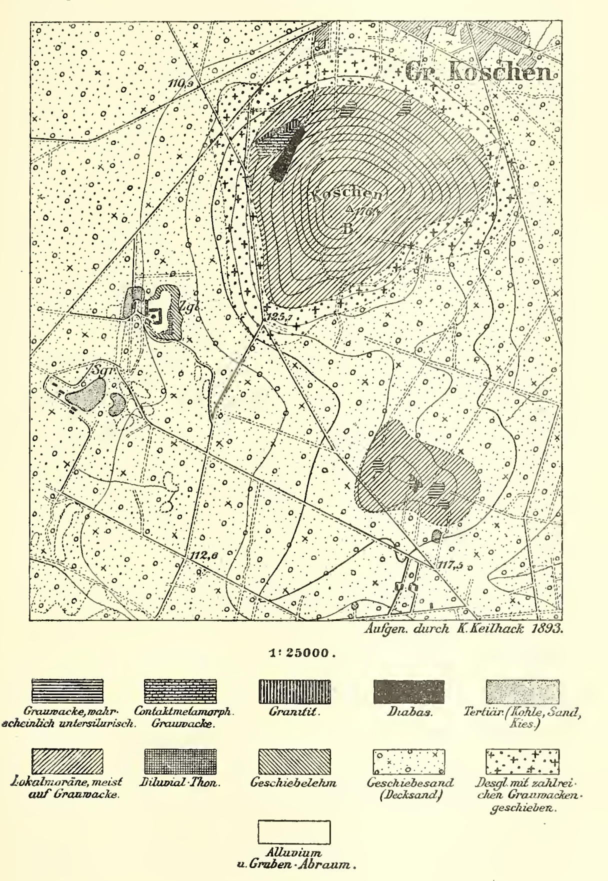
## 1. Die Grauwacke.

Von den beiden Hauptvarietäten der Gesteine der nordsächsischen Grauwackenformation fehlt der Grauwackenschiefer, und die körnige Grauwacke ist nur in ganz feinkörniger Ausbildung anzutreffen. Ihre Beschaffenheit ist in fast allen Aufschlüssen,

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXII, 1880, S. 612—622.

## Geologische Karte des Koschenberges bei Senftenberg.



von Differenzen in der Färbung abgesehen, die gleiche. Bezüglich der petrographischen und mikroskopischen Beschaffenheit verweise ich auf die Erläuterungen zu den Eingangs genannten sächsischen Blättern. Das Streichen der Grauwackenschichten, wie es besonders gut in dem Eisenbahneinschnitte am Nordwestabhange des Koschenberges beobachtet werden kann, ist ein ostnordost- zu westsüdwestliches, die Schichten fallen steil nach N. ein. In der Nähe des am Koschenberge auftretenden Granititganges ist die Grauwacke von wesentlich anderer Beschaffenheit. Die gesammten Grauwackengesteine des tiefen Einschnittes, in welchem das zur Station Hohenboka führende Eisenbahngleis liegt, zeigen einen weit krystallinischeren Habitus, als die gewöhnliche Grauwacke, und gehen z. Th. in hornfelsartige Gesteine über. Daneben finden sich auch die Knollen- und Fleckengrauwacken der sächsischen Lausitz, die durch Anhäufung eines Glimmerminerals zu hirsekorngrossen Knötchen in der krystallinischen Grauwacke entstehen. Unzweifelhaft liegen hier dieselben contactmetamorphischen Erscheinungen vor, wie sie besonders schön auf den sächsischen Blättern Kamenz und Königsbrück in der Grauwacke in der Nähe des Lausitzer Hauptgranites beobachtet und von E. Weber in den Erläuterungen zu diesen Blättern genau beschrieben sind.

Ihrem Alter nach sind die Lausitzer Grauwacken höchst wahrscheinlich silurisch.

## 2. Der Granitit.

Der Granitit des Koschenberges ist ein hellgrau-bläuliches, aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Biotit mit accessorischem Eisenerz bestehendes Gestein, welches durch die Grösse eines Theils der Orthoklase ein porphyrisches Aussehen erlangt. Er durchsetzt die veränderten Grauwacken am Eingange des mehrerwähnten Bahneinschnittes in Gestalt eines wenig mächtigen Ganges, dessen Streichen ziemlich genau mit dem der Grauwacke übereinstimmt. Etwas weiter in ostnordöstlicher Richtung hat sich dieser Gang rasch verbreitert und ist hier durch einen grossen, jetzt ganz mit Wasser erfüllten Steinbruch aufgeschlossen, der vollständig im Granitit steht, so dass hier der Contact nirgends zu sehen ist.

Wie weit dieser Gang nach O. noch fortsetzt, ist nicht bekannt, da eine mächtige diluviale Decke ihn hier verhüllt.

Auch in dem südlichen der beiden Grauwackenberge des Kärtchens setzt in dem mittelsten Steinbruche ein Granititgang von geringer, nicht genau bestimmbarer Mächtigkeit auf, der von NW. nach SO. streicht. Er ist nur in seinen gelblichen, grusigen Verwitterungsproducten, nicht als frisches Gestein beobachtbar. In seiner Nachbarschaft konnte keine Contactmetamorphose der Grauwacke beobachtet werden.

Der Granitit des Koschenberges ist ebenso wie die veränderte Grauwacke von sehr zahlreichen Quarzgängen durchzogen. Diese Quarzgänge führen, aber nur, soweit sie im Granitit aufsitzen, ziemlich reichlich Wolframit in schmalen, tafel- bis leistenförmigen Krystallen.

### 3. Der Diabas.

Der Diabas setzt am Koschenberge in Gestalt eines mächtigen Ganges in der Grauwacke auf, der NNO. zu SSW. streicht, nach S. bis auf 50—60 Meter sich verbreitert und nach N. sich schnell auszukeilen scheint. Am südlichen Grauwackenberge setzt gleichfalls ein Diabasgang auf, der das gleiche Streichen, aber nur ganz geringe Breite besitzt und wie der Granitit des gleichen Bruches nur in seinen eigenthümlich rostbraunen Verwitterungsproducten zu beobachten ist. Auch in den Weinbergen auf der SW.-Seite des Berges soll früher auf einem Diabasgange ein unbedeutender Steinbruchbetrieb stattgefunden haben. Herr Dr. Dathe giebt von dem Diabas des Koschenberges die folgende Beschreibung:

»Der Diabas erweist sich bei makroskopischer Untersuchung als ein mittelkörniges, divergentstrahlig-struirtes Gestein, in welchem weissliche bis lichtgrünlich gefärbte, 5—8 Millimeter lange und 1—3 Millimeter breite Feldspathleisten mit ausgezeichneter Zwillingsstreifung nebst dunkelschwarzen und schwärzlichgrünen Augitkörnern zu erkennen sind. Reichlich führt er Eisenkies in unregelmässig gestalteten Körnern und Blechen und dunkelschwarzes Titaneisen in länglichen, stabartigen Körnern. U. d. M. beobachtet man, dass die Plagioklase, die dem Oligoklas und

Labrador angehören, nicht ganz frisch, sondern von chloritischen Umwandlungsproducten mehr oder minder zahlreich erfüllt sind. Der Augit ist in der Mehrzahl seiner Durchschnitte, die zum Theil als Zwillinge und Viellinge erscheinen, noch frisch; ein kleiner Theil derselben ist dagegen entweder theilweise oder gänzlich in chloritische, blätterige oder faserige, asbestartige Substanz umgewandelt, wovon auch die erstere in die benachbarten Feldspathleisten eingewandert ist. Zu diesen beiden Hauptgemengtheilen des Gesteins gesellt sich als dritter primärer Quarz, der Flüssigkeitseinschlüsse enthält und oft von zahlreichen Apatitnadeln durchspiesst wird. Das Gestein ist demnach als ein typischer Quarzdiabas zu bezeichnen wie solche seiner Zeit von mir zuerst in der Lausitz beschrieben und neuerdings durch die sächsischen Geologen mehrorts in demselben Lausitzer Randgebiet bekannt geworden sind. Titaneisen, Eisenkies und Apatit sind als accessorische Gesteinsgemengtheile in der üblichen Weise ausgebildet.«

Das Gestein ist bis zu ziemlicher Tiefe mit eigenthümlich rostbrauner Farbe verwittert; vor mehreren Jahren konnte man an einer Stelle des heutigen Bruches sehr schön eine Verwitterung des Gesteins zu einem Haufwerke concentrisch-schaliger Kugeln in allen möglichen Grössen beobachten.

Auf dem Diabas geht heute der Hauptsteinbruchbetrieb des Berges um. Denn während die Grauwacken nur als Beschotterungsmaterial für Wege Verwendung finden, werden aus dem sehr festen und harten Diabas bossirte Pflastersteine hergestellt, die mit der Bahn fortgeführt werden. Gegenwärtig ist man damit beschäftigt, mit dem mehrerwähnten tiefen Einschnitte in den veränderten Grauwacken eine tiefere Abbausohle des Diabasganges und damit grössere, für ornamentale Zwecke geeignete Blöcke zu gewinnen.

Bei Fortführung des Abbaues des Diabasganges nach Norden wird man dann auch den heute noch verborgenen Contact zwischen Granitit und Diabas blosslegen.

## 4. Das Tertiär.

Schichten der Tertiärformation, und zwar wahrscheinlich solche miocänen Alters, sind innerhalb des Kärtchens in fünf Gruben aufgeschlossen, von denen drei südwestlich vom Koschenberge, zwei südlich von dem zweiten Grauwackenberge liegen. In der hart am Südrande des Kärtchens liegenden Grube sieht man unter dünner Decke eines diluvialen Deckgrandes grobe geröllreiche Kiese des Tertiär, die ausschliesslich aus milchweissen Quarzen und dunklen Kieselschiefern bestehen und sich durch das Fehlen der im darüber liegenden Diluvium sehr häufigen Feuersteine leicht von diesem unterscheiden. Die nordöstlich von hier in der Nähe der Grauwackensteinbrüche liegende kleine Sandgrube zeigt einen feinen weissen Quarzsand. In den drei grossen Gruben am Westrande des Blattes hat man übereinstimmend von oben nach unten: diluviale Sande von $1^1/_2$—3 Metern, ein z. Th. stark mit Thon verunreinigtes Braunkohlenflötzchen mit zahlreichen Hölzern von ca. $^1/_2$ Meter Mächtigkeit und darunter schneeweisse, glimmerreiche Quarzsande, zu deren Gewinnung die Gruben angelegt sind. Der Sand wird geschlemmt und von dem übrig bleibenden reinen Quarze gehen aus der jetzt in Betrieb befindlichen und aus zwei andern, dem Bahnhofe Hohenboka näher gelegenen Gruben täglich je 6—8 Eisenbahnwagen in die Glashütten oder in gemahlenem Zustande in die Porcellanfabriken. Nach der Menge der in der Umgebung des Koschenberges vorhandenen Aufschlüsse im Tertiär zu urtheilen, bildet dasselbe unter einer dünnen, nur wenige Meter mächtigen Diluvialdecke allenthalben den Untergrund.

## 5. Das Diluvium.

a) Die Localmoränen. In einer $^3/_4$ bis $1^1/_2$ Meter mächtigen Decke sind die Grauwacken und anderen Gesteine des Koschenberges und des südlich von ihm liegenden Berges mit einer als Localfacies der Grundmoräne oder kurz als Localmoräne zu bezeichnenden Bildung überzogen. Dieselbe besteht in der Hauptsache aus kleinen, meist scharfkantigen oder nur wenig kanten-

bestossenen Grauwackebruchstücken, die regellos nach allen Richtungen durch einander liegen und durch ein lehmiges Bindemittel mit einander verkittet sind. In demselben finden sich, und zwar bis in die tiefsten Theile dieser Reibungsbreccie hinein, unregelmässig vertheilt, kleine, weisse Milchquarze und nordische Feuersteine. Das nordische Inlandeis hat offenbar die beiden Bergkuppen noch überkleidet und den Verwitterungsschutt, mit dem sie bedeckt waren, zu einer Grundmoräne aufgearbeitet; dagegen scheint die eigentliche nordische Grundmoräne diese beiden Berge nicht mit überzogen zu haben; vielmehr wurden nur verhältnissmässig wenige kleine Gesteinsstücke im Eise mit über den Berg genommen und der neugebildeten Grundmoräne einverleibt; auch folgte diese selbst der weiteren Südbewegung des Eises nicht, sondern blieb in der Hauptsache an der Stelle ihrer Bildung liegen. Ganz besonders mächtig ist die Localmoräne am nordwestlichen Abhange des Koschenberges entwickelt. Sie ist hier durch den Steinbruchbetrieb in grossartiger Weise aufgeschlossen und besteht aus einem mehr sandigen Gesteine, welches Blöcke von Granitit, Diabas, umgewandelter Grauwacke und solche nordischer Herkunft in allen Grössen enthält und aus zwei ungeschichteten Bildungen mit Zwischenlagerung einer deutlich unter Mitwirkung des Wassers zu Stande gekommenen, wohlgeschichteten Bank besteht. Der Diabas in dieser über 3 Meter mächtigen Localmoräne liefert bei der Verwitterung Concretionen von Thoneisenstein.

b) Der Geschiebelehm ist auf die Ziegeleigrube an der Grubenbahn beschränkt. Er führt hier reichlich nordische Geschiebe, neben denen solche von südlicher Herkunft zurücktreten, ist kalkfrei, 1 — 2 Meter mächtig und ruht auf geschiebefreiem Thone und unter dünner Decke von Geschiebesand.

c) Der Thon ist fein geschichtet, kalkfrei und nur in der Südostecke der Ziegeleigrube in einer Mächtigkeit von einem Meter aufgeschlossen.

d) Der Geschiebedecksand ist das verbreitetste Diluvialgebilde in der Umgebung des Koschenberges. Es ist ein ziemlich grandreicher Sand mit vereinzelten bis kopfgrossen Geschieben,

der in ziemlich ebener Lagerung und in einer Mächtigkeit von $^1/_2$—$2^1/_2$ Meter alle übrigen Schichten überkleidend, das jüngste Glied des Diluviums darstellt. Die Gerölle des Geschiebesandes sind zum grösseren Theile südlicher Herkunft, aus milchweissen Quarzen und dunklen Kieselschiefern bestehend, wie auch der Sand selbst zum grösseren Theile aus umgelagertem Tertiärsande besteht, sodass er arm an Feldspath und sehr hell an Farbe erscheint. Neben diesem südlichen Materiale fehlen aber auch nordische Gesteine nicht, unter denen Gneisse, cambrische Sandsteine und gelbliche Feuersteine, letztere häufig sehr reich an Bryozoen und Foraminiferen, eine Hauptrolle spielen. Um den ganzen Koschenberg herum verläuft eine schmale Zone von Geschiebesand, in welchem zahllose Bruchstücke von Grauwacke liegen. Dem kleineren südlichen Berge scheint diese Zone zu fehlen.

Das Alluvium der wenigen kleinen Wiesenflächen im Südwesten des Kärtchens besteht aus eisenreicher, sandiger Moorerde.

Für einen Besuch des Koschenberges empfiehlt es sich, die Eisenbahn bis zur Station Hohenboka zu benutzen, auf dem Wege zum Berge die Aufschlüsse im Tertiär und im Diluvium der Ziegeleigrube und sodann die grossen Aufschlüsse am nordwestlichen Abhange des Koschenberges zu besichtigen. Der Rückweg wird dann entweder nach der Stadt Senftenberg oder über den südlichen Grauwackenberg, wo die einfachere Form der Localmoräne und die tertiären Kiese zu beachten sind, und über das Dorf Hosena zurück zum Bahnhof Hohenboka genommen.

# Die erste Asteride aus den paläozoischen Schichten des Harzes.

Von Herrn **A. Halfar** in Berlin.

(Hierzu Tafel X.)

---

Am Schlusse des Jahres 1889 legte der Verfasser aus seinem oberharzer geognostischen Kartirungsgebiete im Bereiche des Messtischblattes Zellerfeld einige interessante, theils neue Petrefacten der Deutschen geologischen Gesellschaft vor. An Stelle der darüber in der Zeitschrift dieser Gesellschaft, Bd. XLI, S. 806 gegebenen knappen Erläuterungen möge hier bezüglich des einen eine etwas ausführlichere Darstellung folgen.

Dasselbe, ein Seestern, gehört der Stelleriden-Unterordnung *Encrinasteriae* Bronn an und wurde bereits aus der Beschreibung, welche Simonowitsch von seinem *Aspidosoma petaloides* in der Abhandlung »Ueber einige Asterioiden der rheinischen Grauwacke« in Band LXIII der Sitzungsberichte der k. (Wiener) Akademie der Wissensch. I. Abth. April-Heft, Jahrg. 1871, S. 30 ff. und den Abbildungen auf Taf. IV giebt, als sehr nahe verwandt, wenn nicht identisch mit dieser Art vom Verfasser vermuthet. — Nur ein einziger Hohldruck liegt vor, von welchem sich durch Entnahme eines Wachsabgusses ergiebt, dass er das Individuum von oben, also von der dorsalen Körperoberfläche her, in seinen Hartgebilden, leider in unvollständiger Erhaltung, darstellt. Eine etwas schmutzig-bräunliche Färbung hebt dasselbe schwach von der grünlich-grauen des Grauwackensandsteins ab, welcher es einschliesst. Seine Gestalt kommt der, so zu sagen, mathematisch regelmässigen, ziemlich nahe, welche das Thier überhaupt im Leben hätte einnehmen können, erscheint nämlich in der Körper-

scheibe fast als ein gleichseitiges, nur wenig verschobenes Fünfeck mit sanft einwärts gebogenen Seiten, wobei die Arme bis auf den einen, welcher schwach seitwärts gekrümmt ist, gerade ausgestreckt sind. Ein auffallend ähnliches Verhalten, selbst hinsichtlich seines petrographischen Vorkommens, zeigt dasjenige ebenfalls vorliegende, etwas kleinere und in einigen Theilen besser erhaltene rheinische Original von *Aspidosoma petaloides* Simon., von dessen Gypsabguss Simonowitsch l. c. Taf. IV in Fig. I eine, indess mehrfach nicht ganz zutreffende Abbildung giebt.

Das harzer Individuum, dessen Arme an den Enden z. Th. unmerklich aufwärts gebogen, aber blos in dem einen anscheinend vollständig erhalten sind, misst von der Armspitze bis zur Mitte der Verbindungslinie der zwei gegenüberliegenden Armenden [1]) 27, bezw. 31 Millimeter, das betreffende rheinische Exemplar, welches — wohl in Folge späterer Verdrückung bei der Schichtenfaltung — mehr einseitig zusammengeschoben erscheint, zeigt bei gleicher Messung 23, bezw. $29^1/_2$ Millimeter im Durchmesser. Dabei ergiebt sich der Scheibendurchmesser bei ganz entsprechender Messungsweise zwischen dem Austritte der Arme aus der Scheibe bei jenem Original zu 19, bezw. 20 Millimeter und bei dem rheinischen zu 14, bezw. 17 Millimeter. Die Arme ragen bei ersterem 6 bis nahezu 8 Millimeter über den Scheibenrand hinaus, bei letzterem $6^3/_4$ bis über 8 Millimeter. Die beiderseits an diesem Rande gelegene grösste Armbreite zeigt dort $4^3/_4$ bis $5^1/_5$ Millimeter, hier $2^1/_2$—$3^1/_2$ Millimeter. Der Durchmesser der im Allgemeinen ein Fünfeck bildenden Hartgebilde in der Scheibenmitte, oder des Scheitels, welcher letztere im harzer Stücke gleichsam nur angedeutet, im rheinischen dagegen verhältnissmässig gut erhalten ist, beträgt bei ersterem ungefähr $5^1/_2$, bezw. 6 Millimeter, bei diesem aber 4 bis nahezu 5 Millimeter, u. z. bei der obigen Messungsweise. Sieht man insbesondere von den Längen der beiderseits verschieden erhaltenen Arme ab, so stehen, — unter Berücksichtigung

[1]) Dies ist zwar nicht der vollständige Durchmesser, jedoch, ihm nahekommend, sicherer festzustellen, als eine blosse Schätzung desselben; Simonowitsch giebt den ganzen Durchmesser, l. c. S. 36, zu 34,5 Millimeter, u. z. von seinem 1. Individuum an.

der abweichenden Grösse und Verschiebung der beiden Individuen — ihre entsprechenden Maasse in fast demselben Verhältniss zu einander.

Vergleicht man zunächst die Originale zu den hier auf Taf. X in Fig. 1 u. 2 abgebildeten Hohldrucken im Ganzen mit einander, so ist, abgesehen von dem geringen Grössenunterschied und trotz einiger Abweichungen beider, welche in der Form der Scheibenrand-Schilder oder -Platten, sowie einer feinen Granulirung auf denen des rheinischen, in den meist spitzeren Armen des letzteren Individuum und dem überaus schlecht erhaltenen Scheitel des harzer hervortreten, der Gesammteindruck beider dennoch ein solcher, dass auch die Ermittelung ihrer specifischen Uebereinstimmung bei näherer Prüfung als wahrscheinlich erscheint. Doch Dieses eben soll erst entschieden werden.

Betrachtet man nun eingehender das harzer Original, so ergiebt sich bei seinem steten Vergleiche mit dem erwähnten leider dem Verfasser von *Aspidosoma petaloides* allein nur vorliegenden Original zur bewussten Fig. I, Taf. IV l. c. bei SIMONOWITSCH Folgendes:

Die verhältnissmässig grosse, fünfseitige Körperscheibe zeigt sich in ihren zwischen den Armen liegenden Rändern, wohl nur in Folge geringerer seitlicher Verschiebung im Gestein, wie bei der rheinischen Art, weniger stark einwärts ausgeschweift, als bei letzterer. Die fünf interbrachialen Flächen, je einem Trapez vergleichbar, welches seitwärts durch die bis zum Scheitel sich hinziehenden Täfelchen der Arme, innen durch die Scheitelstücke und aussen durch die Randschilder[1]) der Scheibe gebildet wird, sind bei dem harzer Individuum ebenso wenig deutlich erhalten wie diejenigen des betreffenden rheinischen. Entweder waren dieselben glatt oder mit einem äusserst dünnen Hautskelet versehen, weil sonst ein stärkeres solches nach seiner Auslaugung wenigstens Reste von Hohlräumen im Gestein zurückgelassen haben müsste.

Ueber die Scheibenfläche erheben sich bei beiden Originalen am meisten letztgenannte Randschilder, weniger die Hartgebilde

[1]) Ihrer stark gewölbten Gestalt wegen ist für sie die Bezeichnung »Schild« jedenfalls richtiger, als »Tafel« oder »Platte«.

der Arme und noch unbedeutender diejenigen des Scheitels, zumal bei dem harzer.

Die Scheibenrandschilder (interbrachiale Marginaltafeln) des Harzer Individuum erweisen sich in einem Wachsabguss des Originals überaus mangelhaft erhalten, was bei dessen etwa $2^1/_5$facher Vergrösserung in Fig. 1[a] auf Taf. X noch deutlicher hervortritt. Sie sind theilweise, wie besonders im rechten unteren Felde dieser Abbildung, unvollständig, u. z. durch wenig glückliches Herausschlagen aus dem Gestein; ferner gelangten sie höchst wahrscheinlich erst in dessen Material, nachdem ihre Kalkmasse bereits angegriffen war. Zur Entscheidung über ihre Uebereinstimmung mit denjenigen der bewussten rheinischen Art bleibt zu ermitteln, ob sich beide hinsichtlich der Grösse dieser Schilder im Verhältniss zu ihren übrigen Hartgebilden, ferner bezüglich deren Form, Zahl und Anordnung gegenseitig gleich verhalten. — Abgesehen von offenbarer Abweichung in ihrer Gestalt ist in allem Uebrigen beiderseits nahezu Uebereinstimmung vorhanden. Hier wie dort zählt man zwischen je 2 Armen im Allgemeinen mitten vier Schilder, welche als überhaupt grösste Hartgebilde beiderseits auffallen und von denen die beiden mittelsten etwas kleiner als die seitlich an sie grenzenden sind. An diese letzteren reiht sich ferner rechts und links je ein kleineres von dreieckigem Horizontalumriss, welches einer kurzen, wenig gebogenen Kralle gleicht. Somit liegen beiderseits [1]) zwischen je 2 Armen s e c h s auffallende Randschilder der Scheibe. — Hinsichtlich der Schilderzahl weicht das rheinische Original nur dadurch von dem unsrigen ab, dass, wie sich auf Taf. X in Fig. 2 aus seiner Abbildung an dem scheinbar linken und aus der Vergrösserung seines Abdrucks in Fig. 2[a] an diesem thatsächlich rechten oberen Arm ergiebt, bei »b« unter demselben, von seinen Arm-Täfelchen her betrachtet, hinter dem krallenähnlichen Schildchen noch ein grosses mehr als sonst auftritt, was ebenso, dem gegenüber, an der anderen Seite (bei »$b_1$«) stattzufinden scheint, obschon hier das letztgenannte Schildchen wegen schlechter Erhaltung seine

[1]) d. h.: in beiden Originalen.

richtige Deutung sehr erschwert, zumal es das hier ausnahmsweise gross gewordene krallenähnliche darstellen kann. Da sich das Vorkommen von einem Scheibenrandschilde mehr zu beiden Seiten der übrigen vier Arme nicht wiederholt, und nach der von Simonowitsch S. 30 l. c. von *Aspidosoma petaloides* gegebenen Diagnose »der Rand der Körperscheibe von fünf Doppelreihen von je sechs grössten Tafeln begrenzt wird«, so kann das erwähnte Vorkommen nur als eine Ausnahme betrachtet werden und daher an sich noch keinen Grund zu einer Trennung unseres Individuum von der rheinischen Art bieten. — Auffallend dagegen ist die abweichende Gestalt der grossen beiderseitigen Scheibenrandschilder. Während dieselben bei unserem Original ohne nähere Untersuchung annähernd als seitlich sanft einwärts gebogene halbe (?)[1] Cylinder mit blos innen sehr stumpf abgerundeten Enden erscheinen, gleichen die des rheinischen Stückes mehr der Form von z. Th. langgestreckten halben (?) Perlen. Indessen ist an ersteren bei genauerer Besichtigung an der Aussenseite ein scheinbares Einschieben von nicht gleichen, nach oben spitz dreieckig sich auskeilenden, sehr fraglichen Hartgebilden zwischen die eigentlichen Randschilder zu beobachten, wobei es auffällt, dass der Zwischenraum zwischen letzteren ungleich deutlicher, bezw. grösser ist, als die Zwischenräume zwischen diesen und den zweifelhaften Schildchen, welche abwärts überhaupt ganz verschwinden. Die eigenthümliche Erscheinung, welche die Abbildung in den beiden linken Scheibenfeldern, Taf. X in Fig. 1[a], nicht genügend genau wiedergiebt, lässt sich wohl am richtigsten auf eine Corrosion der Scheibenschilder zurückführen, welche sie auswärts von unten her angriff und nun leicht zu obiger Täuschung vom scheinbaren Auftreten dreieckiger Zwischenschilder Veranlassung geben kann, zumal, wenn der Original-Hohldruck zur Aufklärung nicht mit zu Rathe gezogen wird. Uebrigens ist auch aus dem rheinischen Original-Hohldruck ein, obschon sehr undeutliches und kurzes, gabelförmiges Auseinandergehen der Begrenzungslinie der Scheibenrandschilder unten an ihrer Aussenseite ersichtlich; doch reicht diese Gabelung an

---

[1]) Nach dem von Simonowitsch l. c. Taf. IV in Fig. IIb gegebenen Umriss des vergrösserten Armquerschnitts würden nämlich ähnliche solche Halbcylinder-Schilder auch an der Mundseite des Thieres als Begrenzung der Scheibe auftreten

ihnen so wenig hoch aufwärts, dass sie in Fig. 2[a] auf Taf. X nicht mehr dargestellt werden konnte, da sie von dem Aussensaum der Schilder verdeckt wird. — Am auffälligsten weicht aber die Form der Scheibenschilder unseres Individuum von derjenigen des rheinischen in den 2 grössten derselben ab. An ihrer Innenseite lassen die unsrigen, etwa in der Mitte, wiederholt eine freilich wenig bemerkbare Einschnürung erkennen und berühren mit ihrem breiten, kaum abgerundeten äusseren Ende das krallenähnliche Randschildchen nur mit der äussersten Ecke, wogegen die entsprechenden Schilder des rheinischen Stückes bei grösstem Durchmesser in ihrer Mitte sich nach diesem Schildchen hin unter Verjüngung sanft zurunden und fast ausnahmslos mit ihrer ganzen Breite an dasselbe grenzen.

Die Arme unseres Originals werden, wie bei dem rheinischen, ausserhalb der Scheibe von vier Reihen zierlicher Täfelchen zusammengesetzt, und zwar einem inneren und einem äusseren (zugleich dem randlichen) Paare solcher. Dem allgemeinen Aussehen nach scheinen die Arme des harzer mit denjenigen des rheinischen Individuum wenig übereinzustimmen, indem jene unter geringer gleichmässiger Verjüngung von der Körperscheibe her nicht in eine Spitze, sondern stumpf enden, wogegen die des letzteren vorwiegend viel mehr zugespitzt erscheinen. Dies rührt indess daher, dass ihre Randtäfelchen beim Herausschlagen aus dem Gestein weniger vollständig und gleichmässig erhalten blieben und die Arme selbst, gleich dem ganzen Exemplar, bei der allgemeinen Schichtenfaltung seitlich mehr verdrückt wurden. Ihr Umriss, welcher nach SIMONOWITSCH einem lanzettlich zugespitzen Blatte gleichen soll und wonach dieser Autor die Art »*petaloides*« unter der Annahme nannte, dass die grösste Armbreite etwas ausserhalb der Scheibe nach der Spitze hin liege, ist weder aus dem vorliegenden rheinischen Original, noch aus dessen, freilich ungenauer Abbildung in Fig. I auf Taf. IV b e z e i c h n e n d ersichtlich, obschon das innere Täfelchenpaar, bei seiner Verjüngung nach innen wie aussen[1]) vom Scheibenrande her, einigermaassen einen solchen Eindruck macht. Und ganz ebenso verhalten sich die Arme des harzer Petrefacts. — Betrachtet man zunächst das mittlere Täfelchenreihenpaar, so zählt man bei

[1]) oder: nach dem Scheitel wie der Armspitze hin.

dem letzteren vom Austritt der Arme aus der Scheibe, oder bestimmter von der Mitte des kleinsten Scheibenrandschildchens, 8 bis 9 Täfelchen bis zur Spitze und ungefähr 7 oder 8 innerhalb der Scheibe bis zu dem Scheitel hin, wogegen das kleinere rheinische Original nach ersterer Richtung 1 bis 3 Täfelchen mehr enthält, aber nach letzterer eine mit dem unsrigen gleiche Zahl aufweisen dürfte[1]). Die Täfelchen beider Reihen stehen hier wie dort rechts und links von einer in der Medianebene der Arme liegenden, von einer geraden wenig abweichenden, zickzackförmig hin- und hergebogenen Linie einander wechselständig gegenüber, und zwar nicht rechtwinklig, sondern etwas schief zur Armaxe. Sie bilden dadurch einen sehr stumpfen, nach den Armenden hin geöffneten Winkel mit einander. Ist dies auch am Original zur Fig. I, Taf. IV l. c. gut zu beobachten, so wurde diese schiefe Stellung weder in dessen Abbildung, Fig. I u. Ia, noch in den Vergrösserungen, Fig. Ib u. Fig. Ic auf derselben Tafel von Simonowitsch richtig wiedergegeben. — In Rede stehende Täfelchen sind bei beiden Originalen gleich, jedoch bei dem rheinischen viel deutlicher granulirt[2]). Im Horizontalumriss erscheinen sie bei einer gewissen Beleuchtung fast rhombisch, sind in Wahrheit aber symmetrisch sechsseitig, nämlich etwas breiter als lang und nach oben deutlich sanft gewölbt. Schon auf den freien Armtheilen, besonders aber innerhalb der Scheibe, verändern sie bei *Aspidosoma petaloides* Simon. in dem vorliegenden Original diese Gestalt, und zwar je näher dem Scheitel, um so mehr. Es ist, als ob sie skeletirt wären, indem an Stelle ihrer Wölbung eine sanfte muldenförmige Einsenkung tritt, neben welcher sich ihr vorderer und hinterer Rand leistenförmig hervorheben. Eine Andeutung von einer derartigen Formänderung ist auch bei den entsprechenden Täfelchen des harzer Fundes zu beobachten; doch dürfte die ganze Erscheinung, zumal sie — wegen ihres ungleichmässigen Auftretens und dabei nur an solchen Stellen, wo die Granulirung fehlt — als blosse Corrosion gedeutet

---

[1]) Die schlechte Erhaltung der Täfelchen innerhalb der Körperscheibe lässt in beiden Originalen keine sichere Zählung zu.

[2]) Die zu kräftig dargestellte Granulirung auf den Scheibenrandschildern desselben liess sich technisch nicht zarter wiedergeben.

werden muss, für einen specifischen Vergleich gar nicht in Betracht kommen. In der Täfelchenverkleinerung vom Scheibenrande nach dem Scheitel hin einerseits und den Armspitzen andererseits ist bei beiden Originalen kein Unterschied festzustellen.

Die Täfelchen des äusseren oder randlichen Reihenpaares der Arme, welche bei dem harzer Seestern, abgesehen von ihrer besseren Erhaltung, verhältnissmässig eine etwas grössere Breite besitzen dürften, sind gleich denen der Mittelreihen nach oben deutlich gewölbt, bilden an ihrer Innenseite, also nach den letzteren hin, einen ungleichschenkligen stumpfen Winkel und liegen, bei sanft gekrümmtem äusseren Horizontalumriss und dadurch bedingter annähernd stumpf krallenähnlicher Form, mit dem äusseren Ende der Armspitze etwas zugekehrt, und zwar in wohl noch etwas schrägerer Stellung zur Armaxe als jene. Hierbei greifen sie anscheinend schuppenförmig etwas übereinander. Ob diesen Bau auch die entsprechenden Täfelchen des rheinischen Stückes besitzen, über welche sich, gleichsam wie herausgepresst, auffallend diejenigen seiner inneren Armreihen erheben, ist wegen ihrer nur theilweisen und schlechten Erhaltung nicht festzustellen. Dennoch bleibt so viel zu erkennen, dass ihre Form der der unsrigen ungleich näher kommt, als dies insbesondere die gänzlich unzutreffende Vergrösserung, Taf. IV, Fig. Ic, l. c. bei SIMONOWITSCH angiebt. — Diese Armrandtäfelchen verjüngen sich in beiden Originalen von der Körperscheibe nach den Armspitzen etwas rascher als die Täfelchen der Mittelreihen und sind zwischen letzteren, sowie dem kleinsten und grössten Scheibenschild bis zur eigentlichen schlecht erhaltenen Scheibe bestimmt zu verfolgen, in diese hinein, zumal bis zum Scheitel hin, indess keineswegs mit Sicherheit nachweisbar. Fragliche, in Fig. 1$^a$ und 2$^a$ theils etwas zu kräftig wiedergegebene Andeutungen hiervon scheinen zwar eine solche Möglichkeit nicht auszuschliessen, doch können auch die oberen Enden einiger Armtäfelchen der äusseren Reihen der Mundseite vorliegen, welche durch den gewaltigen Gebirgsdruck bei der Schichtenfaltung quer durch die dünne Körperscheibe gepresst wurden, und — letzteres ist das Wahrscheinlichste.

Im Wachsabguss des harzer Originals gewahrt man zwischen

den Täfelchen des inneren und äusseren Armreihenpaares wiederholt Lücken von rhombischem Horizontalumriss, die im Abguss des rheinischen Petrefacts, Taf. X, Fig. 2[a], am linken unteren und dem kürzesten oberen Arm, selbst bei geeignetster Beleuchtung, zwar viel weniger deutlich — und in unserer Zeichnung gar nicht — hervortreten, aber doch nicht ganz fehlen. Obschon diese Hohlräume einfach durch den Horizontalumriss der einander zugekehrten Täfelchen bedingt sind — was im rechten unteren Arm der Fig. 1[a] auf Taf. X am besten hervortreten dürfte —, so könnten sie andererseits vielleicht auch zu der Meinung veranlassen, dass man es mit den Oberseiten der Oeffnungen für die Ambulacralfüsschen des Thieres zu thun habe. Alsdann wären mindestens die inneren Armtäfelchenreihen nur als die von oben gesehenen Ambulacraltäfelchen der Mundseite des Thieres zu betrachten. Diese Ansicht glaubt Herr B. Stürtz in Bonn durch seine Untersuchungen als Thatsache erwiesen zu haben. Derselbe sagt nämlich in seiner Abhandlung »Neuer Beitrag zur Kenntniss palaeozoischer Seesterne (Palaeontographica herausgegeben von K. A. von Zittel, 36. Bd., 1889, 1890) auf S. 207 wörtlich: »Abgesehen von den marginalen Armplatten der Oberseite von *Aspidosoma*, welche übrigens auch mit denen der Unterseite identisch sein dürften, ermangeln die nachbenannten Seesterne von Bundenbach eines selbständigen Oberarmgerüstes: *Loriolaster*, *Cheiropteraster*, *Protasteracanthion* und *Aspidosoma.*« In einer Nachricht, die dem Verfasser Herr Prof. Dr. Ph. Bertkau, den er um Ueberlassung der Originale zu *Aspidomosa petaloides* Simon. ersucht hatte, am 20. Juni 1890 in sehr dankenswerther Weise zukommen liess, fügte Herr Stürtz, an welchen sich Dr. Bertkau in derselben Angelegenheit weiter gewandt hatte, zu vorstehender Deutung noch ergänzend hinzu: »Die auf der Rückenseite (bei der Gattung *Aspidosoma*) sichtbaren Harttheile repräsentiren die der Rückenseite zugewandten Seiten ventraler Harttheile« [1]). — Reicht nun auch das dem Verfasser vorliegende

[1]) Uebrigens darf hier nicht unerwähnt bleiben, dass eine dieser ganz ähnliche Deutung schon früher, nämlich 1855, von Johannes Müller (F. Zeiler u. Ph. Wirtgen) in »Bemerkung über die Petrefacten der älteren devonischen Gebirge

Material zur Entscheidung einer so wichtigen Frage keineswegs hin, so dürfte doch der bei beiden Originalen, trotz allen stattgehabten, bei dem rheinischen selbst seitlichen Druckes so innig verbliebene Zusammenhang der Täfelchen der mittleren Armreihen mit den, offenbar dem Scheitel — und nicht dem Peristom — angehörenden Hartgebilden in der Mitte der Scheibe mindestens hinsichtlich *Aspid. petaloides* SIMON. [1]) keineswegs ganz für die vorstehende, von Herrn B. STÜRTZ vertretene Ansicht sprechen[2]). Wollte man hiergegen einwenden, dass bei dem harzer Petrefact ja diese Reste viel zu undeutlich erhalten seien, so ist darauf zu erwidern, dass auch an ihm nichts destoweniger gerade besagter Zusammenhang noch genügend deutlich zu erkennen ist.

Der Scheitel unseres Originals lässt einen gleichen Umriss wie bei der rheinischen *Aspidosoma*-Art vermuthen. Seine Hartgebilde scheint das Thier beim Ableben etwas unter die Körperscheibe gezogen zu haben, da an eine fast bis zur Unkenntlichkeit gehende Corrosion derselben bei ungleich besserer Erhaltung der unmittelbar angrenzenden mittleren Armtäfelchenreihen nicht zu denken ist. Beim rheinischen Original treten die Scheitelstücke umgekehrt deutlich über die Scheibe hervor. Hier gehen von jedem Arme, an diesem mit einer über sie dreieckig vorspringenden querliegenden Spitze sich vereinigend, zwei überaus kurze, Leistchen-

---

am Rhein, insbesondere über die in der Umgegend von Coblenz vorkommenden Arten«, auf S. 6 der »Verhandlungen des naturhist. Vereins der preuss. Rheinlande u. Westphalens, 12. Jhrg. 1855« bezüglich der Tafeln der oberen Armseiten von *Aspidosoma Arnoldi* GOLDF. gegeben worden ist.

[1]) Auch an einem Exemplar von *Asp. Tischbeinianum.* F. ROEM. in der Sammlung der Berliner Geologischen Landesanstalt ist sehr deutlich zu erkennen, dass die oberen äusseren Armtäfelchenreihen nicht in die Scheibe hinein fortsetzen, sondern dass nur anscheinend und nicht genau in ihrer Fortsetzung stellenweise diejenigen der entsprechenden unteren Reihen in sehr unregelmässiger Weise zum Vorschein kommen.

[2]) Auch Herr STÜRTZ führte früher, nämlich 1886, (Neues Jahrb. f. Miner., Geol. u. Palaeont., II. Bd., I. Abth., S. 151) von den Armtäfelchen auf der Rückenseite von *Aspidosoma* nur allein bezüglich derjenigen innerhalb der Körperscheibe an, »dass in den Fällen, wo 4 Reihen solcher auf der Oberseite vorhanden sind, die beiden äusseren Reihen dem adambulakralen Skelett der Bauchseite angehören.« Damit ist selbstredend noch nicht erwiesen, dass auch alle übrigen auf erstgenannter Seite sichtbaren Armtäfelchen nur die oberen Flächen von solchen der Mundseite sind.

ähnliche Scheitelstücke divergirend aus, und zwar das eine von der rechten, das andere von der linken inneren Täfelchenreihe, und an ein jedes legt sich einwärts noch ein kürzeres an, welches der Peristommitte anscheinend ein wenig mehr zugeneigt ist. Dabei berühren aber von den letzteren die einander symmetrisch entsprechenden sich nicht gegenseitig, sondern lassen eine ganz schmale Lücke zwischen sich, so dass alle Scheitelelemente einen fünfstrahligen, nicht geschlossenen Stern darstellen. SIMONOWITSCH giebt denselben Scheitel l. c. auf Taf. IV in den Abbildungen Fig. I, Ia u. Ib dreimal in einer, was Zahl wie Stellung, bezw. Lage der einzelnen Hartgebilde betrifft, ganz abweichenden ungenauen Darstellung. Hiervon kommt die Vergrösserung in Fig. Ib der Natur noch am nächsten, wenn auch die Vereinigung der Scheitelleistchen an den Armen zu der querliegenden, dreieckig über ihre Umgebung aus der Scheibe emporragenden Spitze fehlt, die an dem oberen linken Arm unserer Fig. 2[a] als ein förmliches Querleistchen erscheint. An diesem sind auch die angrenzenden Scheitelleistchen kürzer und weniger divergent.

Nachdem sich durch vorstehende Untersuchung zwar keine völlige Uebereinstimmung unseres oberharzer Petrefacts mit *Aspidosoma petaloides* SIMON. ergeben hat, indem insbesondere seine Scheibenrandschildchen in ihrer Gestalt von denjenigen der letzteren Art abweichen und die Zahl seiner mittleren Armtäfelchen trotz des grösseren Individuum geringer als bei dieser ist, diese Abweichungen indess bei der sonstigen Uebereinstimmung beider Encrinasteriden nicht den Werth eines specifischen Unterschiedes, sondern nur den einer Abart erreichen, möge der harzer Seestern

*Aspidosoma petaloides* SIMON. var. *goslariensis*

heissen. Die alte Kaiserstadt Goslar ist nämlich der seinem Fundpunkte zunächst gelegene grössere und allgemeiner bekannte Ort, während mit dem Namen des eigentlichen Fundorts »Dickekopf« auf dem Harze auch anderswo gelegene Berge bezeichnet werden.

Vorstehend beschriebene wichtige erste oberharzer Asteride wurde vom Verfasser 1882 zwar nur lose von einem Wegbeschotterungshaufen, fast 4 Kilometer SSO. von Goslar, im Gelmkethale östlich der »Kleines Drecktbal« auf den Forstkarten genannten südwest-

lichen oberen Thalgabelung aufgelesen, und zwar an der nördlichen Abdachung des Dickekopfs auf dem oberen der beiden damals neu angelegten Waldwege (dem »Eichweg« der Forstkarten). Sie stammt indess zweifellos aus nächster Nähe, nämlich aus petrographisch mit ihrem Gestein gleichen Schichten des Haupt-Kahlebergsandsteins, welche östlich der Fundstelle zur Anlage genannten Weges dicht oberhalb dessen Umbiegung in das Hauptthal westlich gegenüber vom Kaiserbrunnen durchbrochen werden mussten. Daselbst steht nämlich an der Wegewendung lichtgrauer, dünnplattiger Sandstein in h. 2.4 mit 85° Fallen nach SO. an. Es folgt wegaufwärts, 29 Schritt nördlich vom Wegstein No. 20, ein steiler kleiner Schichtensattel, dessen Kante in h. 4.6 unter 40° nach SW. geneigt ist, worauf am Wegstein selbst eine kleine Verwerfung auftritt. Südlich derselben wird eine zweite steilere, in h. 4 liegende und mit ihrer Sattellinie unter 30° Neigung südwestwärts fallende, noch kleinere Sattelfalte sichtbar, die aus feucht graugrünem Grauwackensandstein besteht, der in seinem nördlichen Flügel von weissem Quarz durchschwärmt wird. Weiter südlich ist dann hinter einer 27 Schritt breiten Zone aus dickbänkigem weissen Sandstein, welcher in seinem hangenden Theile bei der Verwitterung dunkelbraun angeflogen erscheint, 50 Schritt breit licht graugrüner Sandstein aufgeschlossen. — Aus dieser Schichtenreihe stammt zweifellos das vorliegende Petrefact, welches ein, an sehr feinkörnige oberharzer Culmgrauwacke erinnernder, angewittert trocken grünlichgrauer, an winzigen weissen Glimmerschüppchen reicher Grauwackensandstein des hiesigen Unterdevon einschliesst. — Leider sind die Schichten an der Fundstelle hinsichtlich ihrer stratigraphischen Stellung in der Gesammtmasse des unterdevonischen Kahlebergsandsteins schwer zu deuten. Berücksichtigt man freilich, dass letzgenannter östlich von dem Calceolaschichtenband am westlichen Fusse des Rammelsbergs und westlich desjenigen an der Oker bei der Rohmker Halle einen mit beiden Fügeln südostwärts einfallenden, riesigen, sogenannten Luftsattel bildet, welcher wieder aus niedrigeren Sattel- und Muldenfalten zweiter und weiterer Ordnung zusammengesetzt wird, so könnte man, da die bewussten Schichten räumlich ungefähr in die Mitte, also vermuthlich nahezu

in den am höchsten emporgepressten Theil dieses Hauptsattels fallen, leicht versucht sein, sie ohne Weiteres als die annähernd iefsten des oberharzer Unterdevon aufzufassen. Es ist jedoch nicht sicher, ob sie nicht in Folge seitlicher Verschiebung durch Schichtenstörungen, welche aus Zeitersparniss von den höheren Devongliedern her nirgends in die Hauptmasse des Kahleberg-sandsteins hinein verfolgt wurden, trotz ihrer räumlichen Lage, ein höheres Niveau im Haupt-Kahlebergsandstein einnehmen können. — Leider gelang es dem Verfasser nicht, bei einem neuerlichen Besuch der wichtigen Fundstelle des *Aspidosoma* andere bezeichnende Versteinerungen aus den daselbst anstehenden Schichten zu erlangen, um deren fragliches Alter durch eine paläontologische Vergleichung mit derjenigen Fauna festzustellen, welche *A. petaloides* Simon. am Rheine begleitet. Das ihm von dort, wie oben erwähnt, allein nur vorliegende und aus dem Museum der hiesigen Königlichen geologischen Landesanstalt gütigst zum Vergleiche überlassene Original von dieser Art (ein Hohldruck, bezeichnet mit No. 4) stammt nach dem glücklicherweise zugleich davon vorhandenen Gypsabguss von B. Stürtz in Bonn aus dem »Unterdevon von Lahnstein bei Coblenz«, und zwar, wie Simonowitsch l. c. S. 36 genauer angiebt, aus Schichten des alten Steinbruchs hinter der Hohenrheiner Hütte bei Nieder-Lahnstein. Es liegt in einem mit dem harzer nahezu gleichfarbigen, ihm auch sonst ähnlichen, sandigen, an weissen Glimmerschüppchen reichen, jedoch feinkörnigeren und von undeutlichen Thonschieferflasern unregelmässig durchschwärmten, gefalteten Schiefergestein, welches ausserdem besonders Crinoidenstielreste einschliesst. Dasselbe gehört nach F. v. Sandberger fraglich der sogenannten Hohenrheiner Stufe Maurer's an[1]), welche ersterer Autor als untere Schichten seines rechtsrheinischen Oberen-Spiriferensandsteins betrachtet und mit den nach ihm kaum etwas älteren Kemmenauer Schichten dicht

[1]) Fr. Maurer (die Fauna des rechtsrheinischen Unterdevon, Darmstadt, 1886) führt *Aspidosoma petaloides* Simon. aus seiner Hohenrheiner Stufe nicht an, weder S. 37, noch S. 54.

über dem Coblenzquarzit vereinigt[1]), während sie FRECH in ganz ähnlicher Auffassung an die Basis seiner Oberen Coblenzschichten »im engeren Sinne« stellt, jedoch nicht wie MAURER als eine besondere Stufe deutet, sondern als blosse Schichtengruppe von fraglicher paläontologischer Selbständigkeit[2]). Professor Dr. E. KAYSER führt endlich 1892 auf S. 12 seiner Erläuterungen zu dem von ihm geognostisch bearbeiteten Messtischblatte Coblenz genauer an: »Auch der hinter der Hohenrheiner Hütte (im Lahnthal oberhalb Nieder-Lahnstein) liegende grosse Steinbruch hat ehemals eine Menge schöner, einem tiefen Niveau der Oberen Coblenzschichten angehöriger Versteinerungen geliefert. Es fanden sich hier zahlreiche Exemplare von *Homalonotus gigas*, schöne Seesterne und prächtige *Ctenocrinus*-Platten. Auch *Strophomena piligera*, *Spirifer carinatus* und andere Formen sind hier häufig.« Also auch dieser Autor weist den Schichten mit *Aspidosoma petaloides* SIMON. ihre Stellung erst über dem Coblenzquarzit an. Da nach ihm (l. c. S. 8) mit diesem rheinischen Unterdevongliede der »Quarzit des Kahleberges im Oberharz« im Alter übereinstimmt, so würde man berechtigt erscheinen, die Schichten mit dem harzer Petrefact ebenfalls erst über das Gestein genannten Berges selbst zu stellen, falls beiderlei Seesterne völlig ident wären. Da dies jedoch nicht zutrifft, muss die Frage nach dem bestimmten Alter des Petrefacts innerhalb der Schichtenreihe des Haupt-Kahlebergsandsteins noch offen bleiben.

---

[1]) F. v. SANDBERGER, Ueber die Entwicklung der unteren Abtheilung des devonischen Systems in Nassau, Wiesbaden 1889, S. 48 u. 45.

[2]) Zeitschr. d. D. geol. Ges., Jhrg. 1889: FR. FRECH, Ueber das rheinische Unterdevon und die Stellung des Hercyn, S. 214.



# Abhandlungen

von

ausserhalb der Königl. geologischen Landesanstalt stehenden Personen.

---



# Ueber norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda.

Von Herrn **F. Rinne** in Berlin.

(Hierzu Tafel VI—IX.)

## I. Untersuchungen im nördlichen, sowie einzelner Vorkommnisse im südlichen Theile des Gebietes.

Die geplanten Untersuchungen, von denen dieser erste Theil vorliegt, beziehen sich auf die am weitesten nach N. gelegene Gruppe der deutschen Basalte, und zwar ist das Arbeitsfeld im S. durch eine etwa von Gudensberg nach Eschwege in Hessen gelegte Linie abgegrenzt. Trotz seiner Lage inmitten Deutschlands ist dies Gebiet in petrographischer Beziehung verhältnissmässig wenig erforscht.

Der nördlichste, bekannte Eruptionspunkt basaltischer Massen findet sich in Deutschland bei Sandebeck am Teutoburger Wald. Es ist dies Vorkommen ein sehr vereinzeltes. Die nördlichste, kleinere Gruppe von Basalten ist im Sollinger Walde gelegen. Nach S. zu werden die Vorkommnisse zahlreicher. Auf der rechten Weserseite befinden sich, wie die des Sollinger Waldes, die Basaltberge in der Umgebung von Dransfeld bei Göttingen, auf der linken sind die Eruptionspunkte im Reinhardswald und der Gegend

von Warburg zu verzeichnen, von denen aus nach S. zu zerstreute Vorkommnisse nach dem Centrum basaltischer Ergüsse im Habichtswalde bei Cassel hinüber geleiten. In der Nachbarschaft des letzteren ist an zahlreichen Stellen Basalt bis zum Niveau der jetzigen Erdoberfläche emporgedrungen. Zwischen Werra und Fulda erheben sich in dem in Betracht kommenden Gebiete die Vorkommnisse im Kaufunger Walde, sowie die Basaltmassen des Meissners und seiner Umgebung. Ausgeschieden aus der vorliegenden Betrachtung sind die Eruptionspunkte des Habichtswaldes selbst. Sie werden im Anschluss an weitere Untersuchungen im südlichen Theile des Arbeitsgebietes eine spätere Darstellung finden.

Bezüglich der hier behandelten Gesteine ist eine Specialbetrachtung vermieden worden. Es soll über die in Rede stehenden Eruptivmassen nur ein Ueberblick gegeben werden, bei dem einzelne Vorkommnisse von besonderem Interesse als Beispiele herangezogen werden.

Die Eruptionen basaltischer Gesteine hängen in dem untersuchten Gebiete mit den Schichtenstörungen zusammen, welche die mesozoischen und jüngeren Gesteine des nordwestlichen Deutschlands in bedeutendem Maasse erfahren haben. Nach den allgemeinen Darlegungen von Professor v. Koenen [1]) sind besonders zwei Systeme von Störungen und damit zusammenhängender Spaltenbildungen zu unterscheiden. Ein älteres Spaltensystem besitzt ein durchschnittliches Streichen von SO. nach NW. Seine Entstehung fällt in die mittlere Miocänzeit. Jüngere Störungen verursachten Spaltensysteme mit einem allgemeinen Verlauf von S. nach N. mit einem Strich gegen O. Die Bedeutung dieser beiden Spaltensysteme ist im nordwestlichen und mittleren Deutschland eine verschiedene, insofern als die älteren Störungen bestimmend wirkten auf die Ausgestaltung der mesozoischen Gebirgszüge, während die jüngeren sich dagegen weit mehr als blosse Grabenversenkungen darstellen. Bei beiden Systemen kommen

[1]) A. v. Koenen, Ueber das Verhalten von Dislokationen im nordwestlichen Deutschland. Dieses Jahrbuch für 1885, S. 53.

fernerhin Querspalten vor, die indess selten eine grössere Ausdehnung erreichen. Besonders die Muldenspalten waren dem Empordringen basaltischer Magmen günstig.

Was die geologische Erscheinungsart der in Rede stehenden Basalte anlangt, so ist zunächst zu erwähnen, dass deutliche Kraterbildungen, wie sie bei den südlicher gelegenen Basalten der Rhön und des Vogelsberges, wie bekannt, in charakteristischer Gestalt zu erkennen sind, nicht nachgewiesen wurden. Das Fehlen von Kraterformen spricht natürlich nicht gegen das einstige Vorhandensein von Stellen, an denen die Eruptionsthätigkeit einer Spalte sich zum Herausbilden eines Vulkans concentrirte, denn die Betrachtung z. B. des Vulkans Dachberg bei Rasdorf in der Rhön zeigt, wie leicht durch die allgemeine Verwitterung, durch menschliche Thätigkeit, wie Anlage von Steinbrüchen und Arbeiten des Landmanns, die Kratergestalten zerstört und solche Vulkanberge zu einfachen Basaltkegeln verwandelt werden.

Dass zuweilen vulkanisches Material bis auf die Erdoberfläche gelangt ist, beweist das Vorhandensein verstäubter Eruptivmassen, die nunmehr verkittet als Tuffe vorliegen (z. B. Hüssenberg bei Eissen, Weissholz bei Lütgeneder). Meist jedoch fehlen auch solche Bildungen bei den hier in Rede stehenden Basaltvorkommnissen. Dass gewisse Basaltmassen auf der Erdoberfläche geflossen sind, zeigen Stücke mit der charakteristischen Oberflächenausbildung eines Lavastroms. Ein ausgezeichnetes Beispiel hierfür liefern von Dr. E. Möller[1]) aufgefundene Blöcke von Feldspathbasalt aus der Lichten Heide bei Hombressen (Reinhardswald). Die Oberfläche dieser Gesteine hat ganz das Aussehen wulstiger Laven, z. B. des Vesuv. Schlackige Gesteine, die als Oberflächenbildungen angesehen werden können, werden auch sonst hin und wieder beobachtet (z. B. Hängen bei Ober-Listingen). Es erscheint jedoch andererseits als ein häufiger Fall, dass dort, wo der Basalt mit dem Nebengestein sich berührt, ersterer sich als Gestein mit Blasenräumen herausbildet.

---

[1]) Unveröffentlichte Beobachtung.

In vorzüglicher Deutlichkeit ist dies z. B. beim Contact des Feldspathbasaltes von Hilwartshausen an der Weser mit Buntsandstein zu beobachten. Auch am Hohenberg bei Bühne ist Gelegenheit, diese Erscheinung am Nephelinbasalt beim Contact mit Keupermergel wahrzunehmen. Beim letzteren Vorkommen findet man ausser der als compactes Gestein entwickelten Hauptbasaltmasse einzelne, kleinere Basaltmassen als Ausfüllung trichterförmiger, etwa 3 Meter tiefer, oben etwa 3 Meter im Durchmesser haltender Hohlräume im Mergel, die dicht nebeneinander liegen. Die Randpartien dieser kleinen Massen sind rundum an den Seitenwänden der Trichter schlackig entwickelt, die mittleren Theile des Basaltes erscheinen compact. In einem dieser Trichter konnte aber auch eine Wechsellagerung (parallel der Wandung des Hohlraums) von porösem und compactem Basalt festgestellt werden. Eine gleiche mandelsteinartige Structur stellt sich gern bei schmalen Gängen ein (z. B. Hüssenberg bei Eissen, Westfalen).

Das Vorkommen von deckenförmigen Ergüssen findet einen altbekannten Repräsentanten im Feldspathbasalte des Meissners in Hessen. Zu Tage sind an dem grossen Basaltplateau Aufschlüsse verhältnissmässig sehr spärlich vorhanden. Besonders auf Grund der Beobachtungen in Stollen, die zum Zwecke, das vom Basalt überlagerte Braunkohlenflötz abzubauen, gemacht waren, glaubte Moesta[1]) die ausgefüllten Zufuhrkanäle des basaltischen Magmas erkannt zu haben. Er gab seiner Meinung in einem oft reproducirten, schematischen Profile Ausdruck. Nach Beyschlag[2]) hat man es aber an der besonders beweisenden Stelle (im Friedrichstollen, in dem der Basalt horizontal durch- und umfahren wurde) nicht mit einem »Stiel« der Basaltdecke zu thun, sondern mit der Ausfüllung eines napfförmigen Hohlraums von oben her.

Gangbildungen sind bei den in Rede stehenden Basalten in deutlicher Entwicklung vorhanden. So erkennt man z. B. am Hüssenberg bei Eissen in Westfalen einen vom Eruptionscentrum

---

[1]) A. Fr. Moesta, Geologische Schilderung der Gegend zwischen dem Meissner und Hirschberge in Hessen. Marburg 1867.

[2]) Erläuterungen d. geol. Specialkarte von Preussen u. d. Thüring. Staaten. Blatt Allendorf 1886.

in nordwestlicher Richtung auslaufenden, 1—2 Meter mächtigen Gang von Nephelinbasalt. Bei grösseren SO.-NW.-Spalten findet es sich, dass an verschiedenen Punkten ihrer Erstreckung Basaltvorkommnisse aufgeschlossen sind. So ist es z. B. der Fall bei der von J. GRAUL[1]) gekennzeichneten, den Bramwald und Solling durchschneidenden Spalte »Büren-Amelieth«, die in ihrem Verlauf im Sollinger Walde von Bodenfelde bis Amelieth sowohl an der linken wie rechten Thalseite, so bei Amelieth, Polier, am Hasenbeutel, olivinfreiem Feldspathbasalt als Eruptionsstelle gedient hat. Wo solche Spalten sich beckenförmig erweitern, werden sie zuweilen, wie in der Gegend von Dransfeld, kranzförmig von einzelnen Basaltmassen umgeben. Die erwähnten Spalten verlaufen in der Richtung des nach Professor v. KOENEN älteren, oben erwähnten Spaltensystems.

Ein ausgezeichneter, altbekannter Lagergang von Feldspathbasalt im Wellenkalk findet sich im Auschnippethal bei Dransfeld unfern Göttingen. Die langgestreckte, mächtige Feldspathbasaltmasse des Backenberges bei Güntersen unfern Dransfeld ist vielleicht gleichfalls als eine grosse Gangbildung anzusehen. Ihre Erstreckung geht von N. nach S., also in der Richtung des jüngeren Spaltensystems, in derselben Richtung, in welcher ein Limburgitgang auf der Höhe des Gr. Schreckenberges bei Zierenberg in Hessen verläuft.

Die allgemein verbreitete Erosion hat ohne Zweifel meist die ursprünglichen Verbandsverhältnisse zerstört, welche der Basalt nach seiner Eruption besass. Die jetzt sich darbietenden Massen stellen nur die Reste der einst vorhandenen dar. Vielfach geben lose Blöcke und vereinzelte, kleinere Basaltmassen Kunde vom früheren Dasein grösserer Ergüsse. Basaltdecken sind in ihrer Dicke vermindert worden, einst innere Partien bilden jetzt die Oberfläche. Die Verwitterung hat oftmals groteske Felsgruppen herausgearbeitet, welche steil aufragend weithin als Kegel und zackig gestaltete Mauern sichtbar sind. Solche Bildungen sind

[1]) J. GRAUL, Die tertiären Ablagerungen des Sollings. Neues Jahrb. f. Mineralogie 1885, I, 187.

z. B. der Blumenstein bei Zierenberg, der Scharfenstein und Maderstein bei Gudensberg in Hessen. Steinbruchsarbeiten haben zuweilen ähnliche Erscheinungen hervorgerufen. Durch die Herausbeförderung basaltischen Materials an verschiedenen Stellen eines Vorkommens wurde die Basaltmasse in einzelne Theile zerschnitten, sodass hin und wieder, so an der Blauen Kuppe bei Eschwege, gewaltige, obeliskenartige Partien stehen blieben.

Im Allgemeinen ragt der Basalt als leidlich der Verwitterung Widerstand leistendes Gestein aus seiner stärker erniedrigten Umgebung heraus. Nicht selten bildet er die zugerundete Kuppe oder Decke eines Triasberges und steht dann hier noch mit tertiärem Sande, auch Braunkohlen im Verband. Offenbar hat der widerstandsfähige Basalt diese tertiären Reste vor der allgemeinen Erosion geschützt.

Säulenförmige Absonderung der Basaltmassen ist nicht selten in ausgezeichneter Weise vorhanden, z. B. bei den Feldspathbasalten der Grefischen Burg, des Steinberges bei Meensen (beide Gegend von Dransfeld), bei denen Säulen an 70 Fuss Länge erreichen. Recht häufig ist die prismatische Absonderung bei den limburgitischen Gesteinen. Bei ihnen sind die Säulen oft verhältnissmässig dünn, im Durchschnitt vielleicht 10—15 Centimeter dick. Einzelne, wie solche des Limburgits vom Hahn bei Holzhausen südlich Cassel, erreichen kaum einen Durchmesser von 5 Centimeter. Hingegen finden sich z. B. beim Nephelinbasalt vom Hohenberg bei Bühne in Westfalen sehr grobe, säulenförmige Massen, die eine Dicke von 1—2 Meter erreichen und in die unregelmässig abgesonderten Gesteine übergehen. Die verschiedenen Säulen eines Basaltverkommnisses strahlen oft durchaus nicht von einem Punkte aus. Man kann vielmehr häufig, auch bei den kleineren Basaltmassen, wie dem Blumenstein bei Zierenberg, Maderstein bei Gudensberg in Hessen, mehrere Centren unterscheiden, von denen aus die Säulen divergiren. Solche Centren können vollkommen seitlich an den aufragenden Felsen liegen, sodass hier Säulenbündel sich mehr oder weniger genau wagerecht erstrecken, während dicht dabei andere fast senkrecht emporragen. An den Wänden, welche die horizontal liegenden Säulen ab-

schneiden, erblickt man die fünf- und sechsseitigen Querschnitte der letzteren, ganz entsprechend dem zierlichen Aussehen der Bienenzellen.

Abgebrochene, wirr durcheinander liegende Säulentheile bilden zuweilen förmliche »Felsenmeere«, z. B. am Lammsberg bei Gudensberg in Hessen.

Weit seltener als die säulenförmige Absonderung der Basalte sind die regelmässigen Contractionsformen des erkaltenden Magmas zu plattigen Massen wahrzunehmen.

Eine derart dünnschieferige Structur, wie man sie bei Phonolithen und Nephelintephriten, z. B. der Rhön, findet, ist nirgends beobachtet. Die Platten haben bedeutendere Dicken als bei solchen Gesteinen. Als Beispiele für plattige Absonderung seien die Vorkommnisse der Feldspathbasalte vom Grossen Staufenberg im Kaufunger Wald und von Wellerode südlich Cassel erwähnt. Letzteres zeigt zum Theil eine Combination der säulenförmigen und der senkrecht dazu gelegenen, plattigen Absonderung.

Eine unregelmässige, auch grobkugelige Zerklüftung ist öfters zu bemerken, z. B. beim Feldspathbasalt des Weissholzes bei Lütgeneder, Gegend von Warburg, Westfalen.

Im Folgenden ist zunächst die Darstellung der petrographischen Verhältnisse gegeben worden, welche die Gesteine bei makroskopischer und mikroskopischer Betrachtung darbieten. Es handelt sich um etwa 100 dem Verfasser fast sämmtlich auf vielen Wanderungen durch Besuch der Fundstätten bekannte Vorkommnisse. Sie gewähren einen Ueberblick über die Basalte des in Rede stehenden Gebietes, dessen Basaltfundpunkte indess noch weit zahlreicher sind. Einen Theil der Basalte aus dem Reinhardswald verdanke ich Herrn Dr. E. Möller. Derselbe hatte die Güte, seine Beobachtungen an den betreffenden Gesteinen mir zur Veröffentlichung zu überlassen. An den bezüglichen Stellen sind seine Erfahrungen unter Nennung seines Namens mitgetheilt. Einzelne Basaltproben aus der Gegend von Göttingen hat Herr Professor v. Koenen mir gütigst übermittelt. Bei der Herstellung der photographischen Abbildungen der Tafeln VIII und IX hatte ich mich der weitgehendsten Unterstützung des Herrn Julius Romberg zu

erfreuen. Den Genannten sei auch an dieser Stelle bestens gedankt, vor Allem aber Herrn Geheimen Bergrath Professor C. Klein, der mir die Anregung zu dieser Arbeit gegeben hat.

Ueber einige der im Folgenden in gemeinsamer Betrachtung zusammengefassten Gesteine habe ich bereits früher berichtet. (Ueber Limburgite aus der Umgebung des Habichtswaldes. Sitzber. d. Königl. preuss. Akad. der Wissensch. 1889, 46, S. 1007, und: Der Basalt des Hohenberges bei Bühne in Westfalen. Ebenda 1891, 47, S. 971.) Die Ergebnisse dieser früheren Untersuchungen sind bei der vorliegenden Arbeit verwerthet worden.

Verfasser hat in dem letzten der soeben angeführten Berichte für die Massen, welche nach Art der Einschlüsse im Basalt liegen, indess als älteste, unter besonderen Bedingungen entstandene Ausscheidungen des basaltischen Magmas aufgefasst werden müssen, den Namen protogene Bildungen angewandt. Diese Urbildungen sollen zunächst in Betracht gezogen werden.

## I. Protogene Bildungen der Basalte.

### a) Protogene Augite.

In den Basalten finden sich zuweilen grosse Augitkrystalle, welche sich auffällig aus der feinkörnigen Gesteinsmasse herausheben. Sie wurden besonders an dem Vorkommen von melilithführendem Nephelinbasalt am Hohenberg bei Bühne in Westfalen näher studirt. Es ergab sich, dass monokliner und rhombischer Augit unterschieden werden müssen.

#### α) Protogene, monokline Augite.

Dieselben finden sich als rundliche, hasel- bis wallnussgrosse, zuweilen auch beträchtlichere Massen. Zum Theil lösen sie sich beim Zerschlagen des Gesteins heraus und zeigen dann eine verrundete Aussenfläche nach Art der bekannten, corrodirten Hornblenden mancher Basalte. Jedoch ist hier die Oberfläche nicht glatt, sondern durch zahlreiche, kleine Vertiefungen rauh. Die meisten sind fest mit dem umgebenden Gestein verwachsen. Die

Farbe der Augite ist bei den verschiedenen Stücken und auch innerhalb desselben Exemplares verschieden. Zum Theil sind sie nämlich glasartig glänzend und tief grünlich schwarz, zum Theil matt im Aussehen und dann von bräunlich violettgrauer Farbe. Häufig liegen glänzende Partien zerstreut in den matten Theilen der Krystalle.

Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass diese Verschiedenheit im Aeussern durch Einlagerungen bedingt ist. Die einlagerungsarmen Stellen erscheinen glasartig glänzend, die einlagerungsreichen matt. Die eigentliche Augitsubstanz ist bei den verschieden aussehenden Massen die gleiche. Ja Theile desselben Krystalls können an den verschiedenen Stellen in angegebener Weise verschieden erscheinen. Es fällt bei der Betrachtung der Stücke auf, dass die glasartigen, frischen Stellen meist in der Mitte der Krystalle vorgefunden werden. Gewöhnlich überwiegen die matten Stellen die glänzenden.

Unter dem Mikroskop stellen sich die Verhältnisse folgendermaassen dar. Fig. 1, Taf. VI zeigt in der Mitte eine einschlussarme Partie und erläutert den unregelmässigen Verlauf ihrer Begrenzung. Die Spaltrisse des Krystalls setzen im parallelen Verlaufe durch die einschlussreichen und einschlussarmen Stellen hindurch, sind in letzteren indess länger und zahlreicher als in ersteren, in denen eben die Einschlüsse einen langen Verlauf hindern. Deuten somit die Spaltungsverhältnisse eine parallele Lage der verschiedenartig erscheinenden Partien an, so wird dieselbe durch die Gleichheit in der Lage der Auslöschungsrichtungen bestätigt. Es muss indess vermerkt werden, dass sich hin und wieder die einschlussreichen und -armen Stellen durch etwas verschiedene Höhe der Polarisationstöne von einander abheben. In den klaren, einschlussarmen Stellen findet man nur Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse in der charakteristischen Art auf gekrümmten Ebenen angeordnet. Zuweilen kann man eine tanzende Libelle im Flüssigkeitseinschluss erkennen.

In den einschlussreichen Partien der Augite fallen zunächst Olivinkörner auf. Sie sind auch in Fig. 1, Taf. VI dargestellt und hier dunkel gehalten. Fig. 2, Taf. VI soll dieselben gleichfalls zur

Darstellung bringen. Sie liegen einzeln oder zu kleinen Schnüren vereinigt. Bemerkenswerth ist, dass auch im Dünnschliff nicht zusammenhängende Körner nicht selten parallel gelagert sind, wie an ihrer gleichzeitigen Auslöschung und ihrer gleichartigen Färbung bei eingeschaltetem Gypsblättchen vom Roth 1. Ordnung erkannt werden kann. Die Grösse der Körner beträgt etwa 0,1 Millimeter. Dass in der That Olivin vorliegt, bezeugen ihr hohes Relief, die starke Doppelbrechung, die orientirte Auslöschung der länglichen Gebilde unter ihnen, sowie vor allem die charakteristische Olivinform, die hin und wieder, besonders dann erkannt werden kann, wenn die Körner in Hohlräume hineinragen (Fig. 2). So erscheint z. B. auf Durchschnitten parallel $\infty P \bar{\infty}$ (100) als Begrenzung $\infty P \breve{\infty}$ (010) und das fast rechtwinklige Doma $2 P \breve{\infty}$ (021). Bei ihnen kann man deutlich das Interferenzkurvensystem um die positive Mittellinie erkennen und die Lage der Ebene der optischen Axen als senkrecht auf $\infty P \breve{\infty}$ (010) feststellen, Eigenschaften, wie sie beim Olivin zu finden sind. Die meisten Durchschnitte sind indess unregelmässig gestaltet. Sie enthalten zuweilen Einschlüsse, die ich für Glaseinschlüsse ansehe. Die Olivinkörner liegen nur in den makroskopisch matt, mikroskopisch stark getrübt erscheinenden Stellen der in Rede stehenden Augite. Hier finden sich fernerhin zunächst die Flüssigkeits- und Gasporen wieder, die auch an den klaren Stellen des Augits vorhanden sind, dazu aber kommt eine Fülle von Einschlüssen farblosen Glases. Die letzteren haben rundliche, längliche, meist aber eine zackig verzweigte Gestalt. Ihre Grösse hebt von den winzigsten Dimensionen an und geht bis zu 0,1 Millimeter und mehr. Wo die Dünnschliffe so geführt sind, dass die Grenzzone zwischen Basalt und Augit erhalten ist, kann man zuweilen wahrnehmen, wie die Grösse der Glaseinschlüsse mit der Annäherung an den Basalt eine beträchtlichere wird. Zuweilen sind sie aber auch hier sehr klein und selbst so winzig und gedrängt, dass ihre Natur in Frage steht.

Solche Schliffe lassen nun fernerhin eine Randbildung um die Augite erkennen, die gleichfalls aus Augitsubstanz besteht (Fig. 3, Taf. VI). Sie hebt sich durch andere Färbung von dem

Augitkern ab; während nämlich letzterer im Dünnschliff farblos erscheint, hat der Rand eine gelblich röthliche Farbe. Er zeichnet sich fernerhin durch das starke Zurücktreten und die andere Art der Einschlüsse aus. Glaseinschlüsse, Magnetit, Apatitnadeln, auch Hauyn und Nephelin kommen in ihm zur Beobachtung. Nach dem Basalt zu bietet der Augitsaum keine krystallographische Begrenzung dar. Dass dies indess nicht zu allen Zeiten so gewesen ist, beweisen charakteristische Schliffe, die inmitten des gelblichrothen Augitsaumes eine krystallographische Formbegrenzung erkennen lassen, die sich durch eine reihenförmige Anordnung sehr kleiner Einschlüsse kennzeichnet (Fig. 3, Taf. VI). Ueber diesen einstmaligen Rand setzt sich der Augitsaum noch weiter fort, und schliesslich endet er gegen den Basalt mit einer unregelmässig fein gezähnelten Grenzlinie. Die Auslöschung des Augitsaumes ist mit der des Kernes im Groben die gleiche, doch ist ersterer durch mehr oder minder ausgeprägte Zonarstructur ausgezeichnet, die im parallelen, polarisirten Lichte durch etwas von einander abweichende Auslöschungsrichtungen der einzelnen Zonen hervortritt, und die dem Augitkern fehlt. Die Basaltmasse biegt sich zuweilen buchtenförmig in den Augit hinein. Hier ist dann an einigen Stellen ein besonderer Reichthum des Gesteins an Nephelin zu verzeichnen.

Es liegt bei unbefangener Beurtheilung obiger mit Absicht ausführlich auseinander gesetzter Verhältnisse kein Grund vor, die in Rede stehenden, grossen Augitkrystalle für Einschlüsse und nicht für Bildungen des basaltischen Magmas zu halten. Ihre Art des Auftretens spricht dafür, sie für protogene Bestandtheile, Urbildungen des Basaltes zu halten. Sie wurden mit dem basaltischen Magma emporgebracht, kamen unter andere Verhältnisse des Druckes und der Temperatur und erlitten in dem durch die Krystallausscheidungen auch chemisch veränderten Magma charakteristische Umänderungen. Dieselben stellen sich vor allem als eine starke Verschlackung dar. Nur einzelne, meist central gelegene Partien blieben im ursprünglichen Zustande erhalten. Sie zeigen an Einschlüssen nur die primären Flüssigkeits- bezw. Gasporen. Als sich aus dem Magma weiterhin Augitsubstanz ver-

festigte, schlug sich diese auch auf den bereits vorhandenen Augiten in paralleler Anlagerung nieder. Ja die rundlichen Krystalle konnten zu ebenflächigen Individuen ergänzt werden. Da der jüngere Saum eine andere chemische Zusammensetzung als der Augitkern hat, so stimmen die optischen Verhältnisse beider nur annähernd überein, so dass ausser einer anderen Färbung auch die Lage der Auslöschungsrichtungen von Kern und Rand von einander um ein Weniges abweicht.

Nicht so einfach gelingt die Deutung der auf die verschlackte Zone beschränkten Olivinkörner. Beobachtungen, über welche weiter unten zu berichten ist, sprechen dafür, dass unter Umständen Augit unter dem Einfluss des basaltischen Magmas einen theilweisen Zerfall in Olivin eingeht. Und so ist es nicht ausgeschlossen, dass auch hier der Olivin ein secundäres Product und aus Augit entstanden ist.

Die chemische Zusammensetzung der beschriebenen Augite giebt folgende Analyse, die ich Herrn Professor JANNASCH verdanke.

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 48,66 |
| $TiO_2$ | 0,96 |
| $Al_2O_3$ | 8,52 |
| $Fe_2O_3$ | 1,44 |
| $FeO$ | 3,95 |
| $MnO$ | 0,06 |
| $CaO$ | 19,41 |
| $MgO$ | 15,21 |
| $Na_2O$ | 1,14 |
| $K_2O$ | 0,21 |
| $H_2O$ | 0,85 |
| | 100,41 |

Glühverlust 0,72. Spuren von S, Cl und $Li_2O$. Kein $CO_2$, $P_2O_5$ und kein Sr.

Bei der Prüfung der Löslichkeit in Säuren ergab sich:

| | |
|---|---|
| unlöslicher Theil | 83,91 pCt. |
| lösliche $SiO_2$ | 7,14 » |
| lösliche Basen etc. | 8,95 » |
| | 100,00 pCt. |

Spec. Gew. bei $14,5^0 = 3,252$.

Der Schmelzpunkt liegt sehr hoch. Vor einer gewöhnlichen Gebläseflamme konnte 0,7—0,8 Gramm des gröblichen Pulvers im Platintiegel nicht geschmolzen werden. Es war aber Sinterung eingetreten. Unter Anwendung eines kleinen FLETCHER'schen Blasebalges gelang die Schmelzung. Die Schmelze bildet zum Theil ein braungrünliches, durchsichtiges Glas, zum Theil erscheint sie undurchsichtig.

Die Analyse betraf ein Stück, welches sowohl klaren als auch verschlackten Augit umfasste. Alle die zahlreichen Einschlüsse sind mithin in der untersuchten Substanz enthalten gewesen. Wenn dieselben secundär, aus dem Augit entstanden sind, so müsste das Analysenresultat jedenfalls wenigstens noch angenähert die Zusammensetzung eines Augites trotz der Gegenwart der Einschlüsse ergeben.

Nun lässt sich die obige Analyse durch die Formel wiedergeben: $RO_2 : RO : R_2O_3 = 0{,}822 : 0{,}850 : 0{,}092$, was wohl noch als $9 : 9 : 1$ gedeutet werden kann, entsprechend $9(RSiO_3) + (Al_2Fe_2)O_3$. Je mehr von dem $H_2O$ der Analyse, das jedenfalls zum Theil den Flüssigkeitseinschlüssen zuzuschreiben ist, abgezogen wird, um so besser passt die Analyse auf die Augitformel $n(RSiO_3) + (Al_2Fe_2)O_3$.

Ganz ähnliche Verhältnisse wie der protogene Augit des Hohenberges bei Bühne bieten die Augite aus dem Nephelinbasalt des Burgberges bei Grebenstein dar, so dass auf letztere nicht näher eingegangen zu werden braucht.

### β) Protogene, rhombische Augite.

Rhombische Augite konnten gleichfalls beim Studium des Nephelinbasaltes vom Hohenberg bei Bühne näher untersucht werden. Sie bilden haselnuss- bis wallnussgrosse Massen von derselben grünlichschwarzen Farbe, wie sie der monokline Augit besitzt. Die gefundenen Exemplare zeichnen sich gegenüber letzterem durch einen makroskopisch grünlichweissen oder gelblichweissen Saum aus, der sie gegen den Basalt abschliesst. Bei einzelnen erkennt man, wie diese Umkleidung auch in den Augit etwa in der Art von Spaltenauskleidungen eindringt.

Man kann von den Knollen leicht längliche Stücke lossprengen. Untersucht man dieselben nach der Immersionsmethode von C. Klein im Drehapparat unter Benutzung von Monobromnaphtalin, so lässt sich leicht die orientirte Auslöschung zur Längsrichtung der Splitter in allen Lagen nachweisen, bei denen diese Richtung als Drehaxe dient. Läge monokliner Augit vor, so würde in bestimmten Stellungen eine Schiefe der Auslöschung seine Natur erkennen lassen. Die Betrachtung mit dem Gypsblättchen vom Roth 1. Ordnung ergiebt, dass die Längsrichtung in allen Lagen als Axe der kleinsten optischen Elasticität erscheint. Bezüglich des Pleochroismus ist deutlich wahrzunehmen, dass die Splitter röthliche Farben zeigen, wenn die Polarisationsebene des angewandten Nicols mit ihrer Längsrichtung zusammenfällt und grünliche in der dazu senkrechten Lage.

Auch die Erscheinungen im Dünnschliff bestätigen die rhombische Natur der vorliegenden Augite. Die stark brechenden und deshalb mit hohem Relief erscheinenden Schnitte besitzen die niedrigen Polarisationstöne, welche den zur Reihe der rhombischen Augite gehörigen Mineralien eigen sind. Die Auslöschungsrichtungen sind auf den Schnitten mit parallelen Spaltrissen senkrecht und parallel zu letzteren gelegen.

Flüssigkeitseinschlüsse und Gasporen finden sich in den in Rede stehenden, wohl zum Bronzit zu stellenden, rhombischen Augiten wie in den beschriebenen monoklinen angeordnet.

Von besonderem Interesse ist das Studium des gelblichweissen bezw. grünlichweissen, im Dünnschliff farblosen bis weisslichen Saumes, der eine Breite von mehreren Millimetern erreichen kann. Der Rand der Augite ist unregelmässig ausgezackt. In ihr Inneres dringt die Substanz des Saumes mehr oder minder tief hinein. Dieser Saum besteht aus einer Schaar von klaren Körnern, die im Allgemeinen an den dem Bronzit nahe gelegenen Stellen verhältnissmässig gross ausgebildet sind, eine Länge von ungefähr 0,1 Millimeter erreichen, dafür aber einzeln liegen, nach aussen zu kleiner werden und gedrängter sich an einander legen, Fig. 1, Taf. VIII. Zuweilen liegen sie auf kleineren Bezirken unter sich parallel. Die zwischen ihnen bestehenden Lücken füllt eine

gelblichweisse bis gelblichbraune, globulitisch gekörnelte Masse aus, die bei gekreuzten Nicols zuweilen ganz dunkel erscheint, öfters aber eine geringe Doppelbrechung und faserige Structur erkennen lässt. Im Gegensatz zu den schwach doppelbrechenden Bronziten besitzen die Körner ihres Hofes eine sehr starke Doppelbrechung. Ihr Relief erscheint sehr hoch. Zuweilen sind an den grösseren Körnern deutliche Krystallformen zu erkennen. Dieselben weisen, wie die erwähnten, optischen Verhältnisse darauf hin, dass hier Olivin vorliegt. Besonders deutlich treten auf Schnitten nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) das charakteristische Doma $2 P \breve{\infty}$ (021) und $\infty P \breve{\infty}$ (010) hervor. Die Betrachtung mit dem Gypsblättchen lässt die beim Olivin statthabende Vertheilung der Elasticitätsaxen erkennen, und auch die Beobachtung im convergenten, polarisirten Lichte ergiebt Resultate, welche mit der Deutung der Körner als Olivin übereinstimmen.

In den Olivinkörnern erkennt man nicht selten rundliche und schlauchförmige Glaseinschlüsse. Auch kleine Picotit-Oktaëder kommen in ihnen, sowie in der gelblichen Zwischenmasse öfters zur Beobachtung.

An einzelnen Stellen stösst der in Rede stehende Saum nicht unmittelbar an Basalt mit normalem Gefüge. Es hat sich vielmehr auf einzelnen Grenzstrecken ein Reichthum an Magnetit herausgebildet, an anderen Stellen umlagert ein Saum monoklinen Augites den Olivinkranz ganz von der Art wie er als Begrenzung der monoklinen Augite oben beschrieben wurde.

Wie die beschriebenen, monoklinen Augite halte ich auch die in Rede stehenden, rhombischen für protogene Bildungen des Nephelinbasaltes. Dass Bronzit später nicht mehr zur Ausscheidung im basaltischen Magma gekommen ist, kann kaum als Beweis für die Einschlussnatur der Bronzitmassen angeführt werden. Denn auch andere Mineralien kommen bei der Entwicklung basaltischer Massen oft nur ein Mal zur Ausscheidung und können sogar einer mehr oder minder vollständigen Resorption in den späteren Stadien der Gesteinsverfestigung unterliegen. Es braucht hier nur an die bekannten Erscheinungen bei Hornblendebasalten erinnert zu werden, die wohl das beste Beispiel für die

wechselnde Bestandfähigkeit eines früh ausgeschiedenen Minerals zu den verschiedenen Zeiten der Gesteinsverfestigung in den Hornblendeeinsprenglingen darbieten.

Aehnliches ist auch hier beim Bronzit zu verzeichnen. Er verlor in den letzten Zeiten der Gesteinsverfestigung seine Bestandfähigkeit und wurde randlich umgewandelt. Wie die Hornblende in Augit und Nebenproducte umgewandelt wird, so bildete sich hier Olivin und eine Restsubstanz aus, welche entweder zu Glas oder zu einem kryptokrystallinen Aggregat erstarrte. Es liegt auch die Möglichkeit vor, dass entstandenes Glas sich secundär auf dem Wege gewöhnlicher Verwitterung in ein kleinkrystallines Gemenge veränderte.

Diese Erklärung des Olivinsaumes hat in chemischer Hinsicht nichts Zwingendes gegen sich. Denn da beide Mineralien, Bronzit und Olivin, Magnesium-Eisensilicate sind, ist eine Umänderung des einen in das andere nicht unmöglich. Zwar die procentischen Zusammensetzungen beider stimmen nicht überein, und es kann deshalb eine einfache Umsetzung nur unter Abspaltung eines Nebenproductes statthaben, wie in der That ein solches in der Zwischenmasse zwischen den Olivinen vorliegt. Dass Bestandtheile des Basaltmagmas zum Aufbau des Olivinsaumes verwandt wurden, ist nicht ausgeschlossen, aber nicht ersichtlich. Die bisherigen Schmelzversuche am Bronzit haben, so viel mir bekannt geworden, bislang noch keinen Olivin ergeben. Ich hoffe, über Resultate von Schmelzversuchen an diesem Material später berichten zu können.

Der Basalt selbst ist in der Nähe der Olivinsaumgrenze gleichfalls von besonderer Erscheinungsart. Es wird nämlich an einzelnen Stellen, wie erwähnt, der Olivinkranz nach der Basaltseite zu noch von einer Zone monoklinen Augites umgeben. Dieser äusserste Augitsaum ist jedenfalls eine Bildung, die dem bei den monoklinen, protogenen Augiten entspricht und in gleicher Weise wie bei diesen als ein jüngeres Verfestigungsproduct des basaltischen Magmas zu erklären.

In vorzüglicher Ausbildung kommt dieser secundäre Augitkranz um den Saum von Olivinkörnern ausser beim Nephelin-

basalt vom Hohenberg bei Bühne bei dem vom Burgberg bei Grebenstein vor. Auch im Uebrigen stimmen die wesentlichen Erscheinungen bei beiden Vorkommnissen überein, so dass eine genauere Beschreibung des letzteren nicht nöthig erscheint.

### b) Protogene Olivin-Augitmassen (Olivinknollen).

Beim Studium der in den untersuchten Basalten nicht seltenen Olivinknollen durch Betrachtung in der Natur, sowie u. d. M. habe ich die Ueberzeugung gewonnen, es mit alten Ausscheidungen der betreffenden, basaltischen Magmen zu thun zu haben. Bekanntlich ist der Streit über die Natur dieser Massen, ob Einschluss oder Ausscheidung, nicht abgeschlossen. Indess sind, besonders durch J. Roth, H. Rosenbusch und M. Bauer, die hauptsächlichsten Einwände, welche gegen die Ausscheidungstheorie erhoben sind, widerlegt oder doch abgeschwächt worden.

Ohne eine allgemeine Discussion führen zu wollen, möchte ich die Erfahrungen an den Olivinknollen des in Rede stehenden Basaltgebietes zur Begründung des angenommenen Standpunktes darlegen, um danach die genauere Beschreibung zu geben.

Der erste Eindruck, welchen man auch bei der Beobachtung am Vorkommen, nicht nur am Handstück, von den Olivinknollen empfängt, spricht ohne Zweifel für ihre Zugehörigkeit zu den Einschlüssen. Indess können auch protogene Massen sehr wohl als uralte Bildungen gegenüber dem weit später verfestigten Magmarest eine solche Erscheinungsweise aufweisen.

Würde man die beobachteten Gebilde als Einschlüsse betrachten, so wären sie im Allgemeinen zum Lherzolith zu stellen. Meiner Ansicht nach spricht aber die nicht selten festzustellende, besonders am Nephelinbasalt vom Hohenberg bei Bühne in Westfalen von mir studirte, grosse Verschiedenheit der Knollen eines und desselben sehr beschränkten Fundpunktes in Bezug auf Korngrösse und Mineralbestand gegen die generelle Einordnung zu einem bestimmten Gestein, während andererseits solche Verschiedenheiten sehr wohl mit der besonderen Art der Entstehung protogener Massen in Einklang zu bringen sind und bei

unzweideutigen Ausscheidungen, wie den von Sauer beschriebenen im Oberwiesenthaler Eruptivstock, typisch hervortreten. Was das nähere Verhältniss der Olivinknollen zum Lherzolith anlangt, so hat M. Bauer[1]) bereits auf eine Verschiedenheit der Mikrostructur des Olivins der Olivinknollen und des Lherzoliths hingewiesen. Im Olivin des letztgenannten Gesteins fand er die Flüssigkeitseinschlüsse weit spärlicher als in dem der Knollen, fernerhin nicht in den charakteristischen Anordnungen auf Zonen und in Verbindung mit grossen Dampfporen. Die immerhin bestehende Gleichartigkeit in der Erscheinung zwischen den Olivinknollen und dem Lherzolith wird sich öfters dadurch erklären lassen, dass auch letzterer plutonischer Natur und beide sich in der charakteristischen Art der Tiefengesteine annähernd übereinstimmend ausbildeten. Die granitisch-körnige Structur zeigt sich bei beiden. Ein Vorhandensein primärer Krystallformen habe ich beim Olivin der zu besprechenden Knollen nicht feststellen können. In den vielen Fällen, wo am Olivin der Knollen Formen deutlich zu erkennen waren, mussten diese Verhältnisse als Contacterscheinungen, bei denen es zur Herausbildung von wohlbegrenzten, kleinen Krystallen kam, aufgefasst werden.

Was das Verhältniss der Olivinknollen zu den Basalten und zunächst die constituirenden Mineralien der ersteren anlangt, so ist der Olivin den Knollen und dem Basalt gemeinsam. Auch ich habe bei den olivinfreien Basalten meines Arbeitsgebietes keine Olivinknollen gefunden. Besonderes Gewicht haben Gegner der Ausscheidungstheorie, wie Bleibtreu, auf die Verschiedenheit der Mikrostructur des Olivins der Knollen und des sichtbarlich im Basalt ausgeschiedenen Olivins gelegt. Während ersterer reich ist an Flüssigkeitseinschlüssen, die zumeist auf gekrümmten Ebenen liegen, sollen solche Einschlüsse dem Olivin der Basalte fehlen. Selbst wenn diese Differenz wirklich durchgreifend bestände, so wäre eine Erklärung dieses Verhältnisses unschwer zu finden. Es deutet jedenfalls eine solche Verschiedenheit auf Differenzen in der Bildungsart hin. Es wäre indess wohl verständlich, wie

[1]) Neues Jahrb. für Mineralogie 1891 Bd. II, S. 200.

auch M. Bauer hervorhebt, dass der Olivin der Knollen als uraltes Tiefenproduct die Mikrostructur vieler Tiefenmineralien zeigt, während er als jüngere Ausscheidung im Basalt sich anders, d. h. ohne Umschliessung von Flüssigkeitseinschlüssen, entwickelt.

Allein die von Bleibtreu angenommene Verschiedenheit besteht in der That nicht in durchgreifender Weise. Zwar sind die Beispiele für Olivin mit Flüssigkeitseinschlüssen, die ganz in der Art derjenigen angeordnet sind, die in dem Olivin der Knollen vorkommen, bei den Feldspathbasalten meines Gebietes selten, bei den basischeren (aus grösserer Tiefe stammenden?) Nephelinbasalten indess öfters zu finden. Es liesse sich allerdings dies Verhältniss so erklären, dass in solchen Olivinen Angehörige zerspratzter Olivinknollen zu erblicken seien. In der That ist dies öfters der Fall, wie später gezeigt wird. Bei anderen liegt indess durchaus kein Grund für diese Annahme vor. Die Durchschnitte mit den charakteristischen Einschlüssen weisen deutliche Krystallformen auf. Es wurde überdies beobachtet, wie die Flüssigkeitseinschlüsse sich bis an den Rand wohlgebildeter Krystalle erstrecken; es muss deshalb für die ganze Zeit der Bildung dieser Olivinkrystalle die Möglichkeit der Einschliessung von Flüssigkeiten angenommen werden, und es liegt in solchen Fällen nicht ein blosses Weiterwachsen von Olivin der Knollen zu wohlbegrenzten Krystallen vor, wie es sonst wohl der Fall ist. — Es ist ferner betont worden, dass Picotit weit mehr in den Olivinen des Basaltes als Einschluss vorkommt als in denen der Knollen. Auch dies dürfte nur eine Aenderung der Krystallisationsumstände im Magma andeuten und nicht eine vollkommene Trennung des Olivins der Knollen und des Basaltes ihrer Genese nach erfordern, um so mehr als in den vorliegenden Gesteinen reichlich zu beobachten ist, dass auch der Olivin der Knollen häufig Picotit ganz in der regelmässigen Oktaedergestalt wie die Olivine des Basaltes dann enthält, wenn er eine secundäre Umänderung und Neubildung in der jüngeren Zeit der Gesteinsverfestigung erfahren hat (vergl. S. 26).

Was den monoklinen Augit der Knollen anlangt, der sich oft, indess durchaus nicht immer, durch eine schöne, grüne Farbe auszeichnet, so ist es eine bekannte Thatsache, dass grüner Augit

auch in den Basalten nicht gar zu selten gefunden wird. Bei den vom Verfasser untersuchten tritt er oft, besonders bei glasigen Gesteinen, als Kernkrystall auf, der von dem gewöhnlichen, im Dünnschliff röthlichgelben Augit umwachsen ist. Ein unbefangener Beobachter der betreffenden Schliffe wird diese grünen Augite der Basalte für nichts anderes als für Ausscheidungen des basaltischen Magmas halten.

In gleicher Weise wird er die grösseren, nicht grünen sondern schwärzlichen oder bräunlichen Augite deuten, welche als hasel- und wallnussgrosse Massen im Basalte gefunden werden, und deren Beschreibung oben (S. 10) gegeben ist. Es war mir nun von grossem Interesse, Analoga dieser letzteren wohl unzweifelhaft protogenen Augite in einer Olivinknolle vom Hohenberg bei Bühne zu finden. Weiter unten wird von diesem Funde des Genaueren die Rede sein. Hier muss betont werden, dass der in der Olivinknolle gefundene, bis mehrere Centimeter grosse Augit ganz mit dem für sich sich findenden, grossen Einsprenglingen basaltischen Augits übereinstimmt. Wenn nun auch dieser Fund bislang vereinzelt bei den von mir untersuchten Basalten dasteht [1]), so hat er doch wohl einen Beweiswerth dafür, dass die für sich liegenden grossen Augite und die Olivinknollen eine gleiche Art der Entstehung gehabt haben. Und da nun die einzeln vorkommenden Augite ungezwungen als Ausscheidungen zu deuten sind, müssen auch die Olivinknollen, die mit ihnen in demselben Basalt sich vorfinden, wohl für Ausscheidungen gehalten werden.

Was den in den Olivinknollen so häufigen, rhombischen Augit anlangt, so liegt hier jedenfalls ein Mineral vor, dessen Ausscheidung in den jüngeren Perioden der Gesteinsentwicklung nur selten erfolgte. Indess finden sich gerade in dem untersuchten Gebiete, nämlich im Reinhardswalde, grosse Massen von Basalten, die in reichlicher Menge rhombischen Augit enthalten. Ausserdem kommt er zuweilen, wie erwähnt, in einzelnen, grossen Krystallen

[1]) M. Bauer beschreibt (Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. II, 203) besonders interessante Olivinknollen aus dem Basalte des Staufenberges bei Lollar zwischen Giessen und Marburg mit sehr grossen, monoklinen Augiten, die sogar eine schöne, regelmässige Krystallform zeigen und von brauner Farbe sind.

ganz nach Art der grossen, monoklinen Augite vor. Er ist dann jedoch ein in seine Umgebung nicht mehr hineinpassender Zeuge früherer Bildungsperioden und hat, wie seine randliche Umwandlung in Olivin beweist, seine Bestandfähigkeit verloren.

Dass nun umgekehrt manche Mineralien in den Olivinknollen fehlen, die in dem eigentlichen Basalt reichlich vorhanden sind, nimmt nicht Wunder, wenn man mit M. Bauer annimmt, dass die Olivinknollen in Folge schlieriger Differenzirung des Magmas in chemisch von einander abweichende Massen zu Stande kamen. Die alkaliarmen Massen liegen in den Olivinknollen vor. Schwieriger in Einklang mit der Ausscheidungstheorie zu bringen sind die Erscheinungen, welche auf die Ausübung eines Druckes auf die fertigen Mineralien der Olivinknollen hinweisen. Bei den untersuchten Knollen handelt es sich um eine nicht selten vorkommende, undulöse Auslöschung besonders des Olivins. Zunächst ist indess zu erwägen, dass man vielleicht zu weit geht, in jeder undulösen Auslöschung eine Druckwirkung zu erblicken. Sehr wohl kann durch ursprüngliche, nicht genau parallele Anlagerung der einzelnen Theile des Krystalles diese Erscheinung hervorgerufen werden, ähnlich wie es bei den sog. gewundenen Bergkrystallen der Fall ist. Anderseits sind aber auch wirkliche Druckwirkungen wohl verständlich, wenn man annimmt, dass es sich bei der Herstellung der Bruchstücke, als welche die Olivinknollen jedenfalls aufzufassen sind, um die Zertrümmerung grösserer Gesteinsmassen handelte, bei welchem Akt sehr wohl die Mineralien des Olivinfelses beträchtlich gedrückt werden konnten. Zeigen doch ferner hin und wieder selbst die Mineralien des eigentlichen Basaltes, besonders grössere Augite, Druckspuren in kräftigem Maasse (vergl. S. 60), und so sind denn solche bei den noch älteren Olivinmassen wohl nicht ausgeschlossen. Eine geradezu schieferige Structur wurde bei den Olivinknollen des untersuchten Gebietes (und allein über diese kann hier ein Urtheil abgegeben werden) nicht wahrgenommen.

Was die Verbreitung der Olivinknollen anlangt, so scheint keine Gegend des Gebietes besonders bevorzugt zu sein, sodass also bei Annahme der Einschlusstheorie eine ziemlich gleich-

mässige Vertheilung des Olivingesteins anzunehmen wäre, eine Annahme, deren Berechtigung auch hier wie sonst nach H. Rosenbusch wohl zweifelhaft erscheinen kann. Nun sind zwar durchaus nicht bei allen Basalten des Gebietes Olivinknollen beobachtet worden. Doch findet dies auch bei Annahme der Ausscheidungsnatur seine Erklärung in der dreifachen Möglichkeit, dass entweder solche Olivinfelsmassen bei dem betreffenden Vorkommen nicht zur Ausscheidung gekommen sind, oder, wenn sie ausgeschieden sind, nicht emporgebracht sind, oder auch auf ihrem Wege in die höheren Niveaus zerstückelt, event. resorbirt sind. Oefters deuten gewisse Eigenthümlichkeiten einzeln liegender Olivine, von denen später die Rede sein wird, darauf hin, dass in ihnen Theilstücke von Olivinknollen vorliegen.

Ein Vergleich der basaltischen Gesteine des untersuchten Gebietes mit anderen jüngeren Eruptivgesteinen, wie Phonolith, auf das Vorkommen von Olivinknollen konnte wegen des Mangels solcher trachytischen und phonolithischen Gesteine im Arbeitsgebiete nicht gemacht werden. Die südlicher gelegenen Vorkommnisse phonolithischer Gesteine, wie sie in der Rhön zu finden sind, führen, soweit sie mir bekannt sind, keine Olivinknollen und zeigen auch keine Andeutungen davon, dass Resorptionen solcher Massen in ihnen stattgefunden haben.

Aus all' diesen Gründen konnte Verfasser sich nicht von der Einschlussnatur der Olivinknollen des Untersuchungsgebietes überzeugen. Es kommt hinzu, dass in Anbetracht der ausserordentlichen Fülle der von den verschiedenen Beobachtern studirten Exemplare von Olivinknollen es vielleicht keine unbescheidene Forderung an die Vertheidiger der Einschlussnatur der Knollen erscheinen dürfte, auch nur ein Mal ein Grenzstück zwischen Olivingestein und umgebenden Gestein, etwa Gneiss, vorzuführen. Ein solches ist aber bislang nicht gefunden worden. Wären die Olivinknollen wirklich Bruchstücke eines zwar weitverbreiteten aber, analog den auf der Erdoberfläche bekannten Olivinfelsen, in geringer Masse auftretenden Gesteins, so würde sich wohl auch ein Contactstück zwischen ihm und seiner Umgebung bei der eifrigen Durchforschung der vielen Beispiele gefunden haben.

Das makroskopische Aussehen der Olivinknollen ist auch an einem und demselben Vorkommen ein wechselndes. Ein vorzügliches Material bietet für dieses Verhältniss der Nephelinbasalt des Hohenberges bei Bühne dar, der deshalb auch am eingehendsten Berücksichtigung fand. Er sei zunächst betrachtet.

Die Korngrösse der Olivinknollen dieses Fundpunktes schwankt in ziemlich weiten Grenzen. Man findet fast dichte, meist jedoch mittel- bis feinkörnige Aggregate. Eigenthümlich erscheint eine Knolle, in welcher die bereits erwähnten, grossen Augite porphyrisch in einem mittelkörnigen Untergrund eingebettet liegen. Olivin ist stets reichlich vorhanden, hingegen ist die Vertheilung des monoklinen und rhombischen Augites wie des Spinelles eine recht wechselnde. Mannigfaltigkeiten stellen sich durch verschiedene Färbungen des monoklinen Augites ein, der hier nur selten als schön grüner Chromdiopsid, recht häufig vielmehr als bräunlicher Augit erscheint. Dazu kommen nun oft abnorme Erscheinungen, die sich in Gestalt von unregelmässigen, schwärzlichen auch etwas violett erscheinenden oder selbst licht röthlichen und weisslichen Flecken darstellen.

Das mikroskopische Bild der normalen Olivinknollen im Einzelnen auszuführen ist nicht nöthig, da es keine besonderen Verhältnisse darbietet. Es sei betont, dass in diesen normalen Knollen deutliche Krystallformen nicht zur Beobachtung gelangten. Sie stehen hierin im Gegensatz zu den fleckenführenden Knollen, wo reichlich Olivin mit Flächenbegrenzung zu erblicken ist. Der Olivin stellt sich, abgesehen von Schaaren von Flüssigkeitseinschlüssen und Gasporen, welche meist auf gekrümmten Ebenen liegen, als recht reine Substanz dar. Picotiteinschlüsse sind selten. Bronzit und monokliner Augit führen ausser Flüssigkeitseinschlüssen und Gasporen zuweilen auch die bekannten, beim rhombischen Augit mehr stäbchen-, beim monoklinen mehr blättchenförmigen, bräunlichgelben Einschlüsse. Der nicht häufige Picotit bildet lappige Durchschnitte von licht kaffeebrauner Farbe.

Es ist sogleich zu betonen, dass häufigst die aufbauenden Mineralien in ganz anderer Art und in anderem Verbande erscheinen als in den normalen Knollen. Es treten Erscheinungen

hervor, welche an die von Becker[1]) und Bleibtreu[2]) geschilderten Verhältnisse errinnern und von diesen Beobachtern als secundäre Umwandlung der Knollen aufgefasst werden.

**Olivin.** Nicht häufig, aber in den beobachteten Fällen in recht deutlicher Weise erkennt man am Olivin eine Saumbildung um die Kerne der Krystalle. Man erblickt um letztere einen Hof aus kleinen, rundlichen und länglichen Olivinkörnern, welche recht sehr an den oben beschriebenen Contactsaum um rhombischen Augit errinnern. Die Körner des Hofes lassen z. Th. Krystallformen wahrnehmen. Häufig ist bei verrundeten Rändern eine ausgeprägte Längserstreckung der Krystalle. Oft zeigen die Körner allerlei rundliche Einbuchtungen und erinnern dadurch an die siebartig durchlöcherten und mit schlauchförmigen Einbiegungen ihrer Ränder versehenen Formen mancher Contactmineralien. Zum Theil sind die kleinen Olivine noch mit dem Olivinkern parallel gelagert, und ist dies nicht der Fall, so kann man doch oft eine Parallellagerung der Kryställchen unter sich auf kleinen Bezirken feststellen. Nicht selten lässt sich wahrnehmen, wie der Rand des Olivinkernes sich in kleine Körnchen zertheilt, die den Anschein erwecken, als seien sie gerade in der Abschnürung begriffen (Fig. 4, Taf. VI). Vielfach führen die Körnchen grosse Einschlüsse farblosen Glases, das oft eine der Längsrichtung des Wirthes sich anpassende, wurmförmige Gestalt besitzt. Fernerhin kommen kleine Picotit-Oktaëder als Einschlüsse im Olivin des Hofes vor. Zwischen sich lassen die Olivinkörner meist nur geringfügige Lücken frei, die dann von einer hellen Substanz gefüllt sind, die entweder nicht auf das polarisirte Licht wirkt oder eine feine Aggregatpolarisation zeigt und für Glas bezw. Verwitterungsproducte desselben gehalten werden kann.

Der Olivinkranz macht auf den unbefangenen Beobachter den Eindruck eines secundären Gebildes, entstanden durch Umkry-

---

[1]) A. Becker, Ueber die Olivinknollen im Basalt. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1881, S. 31.

[2]) K. Bleibtreu, Beiträge zur Kenntniss der Einschlüsse in den Basalten mit besonderer Berücksichtigung der Olivinfels-Einschlüsse. Ebenda 1883, S. 489.

stallisiren des Olivins. BLEIBTREU deutet ähnliche Erscheinungen als hervorgerufen durch eine Abschmelzung der Ränder des Olivins und Neuausscheidung des eingeschmolzenen Materials. Bei den vorliegenden Fällen habe ich nicht die Ueberzeugung gewonnen, dass eine Abschmelzung des Olivins durch directe, chemische Einwirkung des Magmas erfolgt ist. Auch da, wo Olivin mit dem Basalt nicht in unmittelbarem Contact steht, haben sich die erwähnten Umänderungen eingestellt. Eine Durchdringung der Knollen mit flüssiger Magmensubstanz hat allem Anschein nach nicht stattgefunden; denn es sind keine dem Magma sicher zuzuschreibende Producte in solchen Olivinknollen festzustellen.

**Rhombischer Augit.** Dies Mineral der Olivinknollen zeigt nicht selten Anzeichen einer randlichen Umwandlung. Eine sichere Erkennung der Art derselben ist indess nicht oft möglich. Einzelne Beispiele zeigen jedoch in wünschenswerther Klarheit, dass der Hof um die Augitkerne aus Olivinkörnern besteht, welche ganz wie die des Contactsaumes um die einzeln im Basalt liegenden, rhombischen Augite erscheinen, deren Beschreibung oben (S. 15) gegeben ist. Es muss hier festgestellt werden, dass sich diese Umänderungen nicht nur am Rande der Olivinknollen vorfinden sondern auch in der Mitte der Dünnschliffe, wohin der Basalt nicht reicht. Jedoch ist anderseits nicht zu verkennen, dass die klarsten Beispiele für die Umwandlung in der Nähe des oder in Berührung mit dem Basalte vorkommen. Wie bemerkt ist die Umrandung des, mit BECKER zu reden, »angegriffenen« Bronzites oft nur ein wirrer, seiner Natur nach unkenntlicher Körnerhaufen. Solche scheinen BLEIBTREU allein vorgelegen zu haben als er schrieb: »Was ... das Endproduct dieser Zersetzung ist, konnte ich nicht ergründen, doch vermuthe ich, dass der Enstatit in monoklinen Pyroxen umgewandelt wird«.

**Monokliner Augit.** Durch das Studium der Umwandlung, welche die einzeln liegenden, grossen Augite erlitten haben, ist die Beurtheilung der analogen Verhältnisse bei dem monoklinen Augit der Olivinknollen wesentlich erleichtert.

Der monokline Augit scheint das für die Umwandlung em-

pfänglichste Mineral der Olivinknollen zu sein. Besonders auffallend sind seine Veränderungen in den durch die erwähnten violettgrauen Flecke ausgezeichneten Knollen. Dieselben zeigen auch die Umwandlung des Olivins und Bronzits am deutlichsten. Hin und wieder zwar entdeckt man auch in ihnen noch ein Stück normalen, monoklinen Augits. Diese unversehrten Kerne gehen dann nach aussen in eine Zone mit ausserordentlich zahlreichen Glaseinschlüssen über. Man erkennt diese Ränder bereits bei makroskopischer Betrachtung der Dünnschliffe an ihrer matten, graugünen Farbe. Die Glaseinschlüsse entbehren der Regel nach der Bläschen. Die Flüssigkeitseinschlüsse, die früher vorhanden waren, haben oft ihren Inhalt verloren, und es liegt an ihrer Stelle jetzt ein leerer oder mit Gasen erfüllter Hohlraum vor.

Wo der monokline Augit der Knollen an den Basalt stösst, hat ein Weiterwachsen des Augites im Magma stattgefunden. Man erkennt deutlich einen röthlichbraunen Augitsaum um einen helleren Kern.

Hiermit ist das Maass der Umänderung des monoklinen Augits noch nicht erschöpft. Es stellen nämlich, wie man durch Uebergänge zuweilen erkennen kann, die erwähnten, violettgrauen Flecke einen weiteren Grad der Umwandlung dar. Diese Partien werden im Dünnschliff erst bei grosser Dünne des Präparates durchsichtig. Man erkennt bei der mikroskopischen Untersuchung, dass die betreffenden Stellen aus einer Schaar von licht röthlichbraunen, zuweilen auch etwas grünlichen Augiten bestehen, die von einer ausserordentlich grossen Zahl kleiner Picotit-Oktaëder durchsprenkelt sind. Die Augite liegen häufig z. Th. mit ihren Längsrichtungen parallel, stehen auch oft mit einander durch unregelmässige Aeste in Verbindung und löschen dann zugleich, zuweilen auch noch mit dem Augitkern zusammen aus, von dem sie abstammen. Nicht selten greifen mehrere Systeme durcheinander. In den Lücken zwischen den einzelnen Körnern, die meist nur an ihren Längsseiten geradlinig begrenzt sind, erkennt man hin und wieder Olivinkörner, besonders dort, wo grosse Olivinkrystalle die Augitanhäufungen begrenzen. Andere Lücken erscheinen unausgefüllt. Nach aussen zu ist gewöhnlich der Rand der Flecke

durch eine Schnur besonders grosser, brauner Picotit-Oktaëder bezeichnet. Zu erwähnen ist ferner, dass in verschiedenen Flecken wohlbegrenzte Nepheline besonders am Fleckenrande zu bemerken sind. Sie sind wohl sicher dem basaltischen Magma zuzuschreiben, welches z. Th. in die fertig gebildete Olivinknolle eindrang und dort als Nephelin erstarrte. BLEIBTREU, welcher ähnliche Umwandlungen des monoklinen Augites wie die oben erörterten bei Olivinknollen aus Feldspathbasalt bespricht, schreibt die dortigen Umwandlungen zum grossen Theil einer Durchtränkung der Knollen mit dem Magmareste, der später zu Feldspath erstarrte, zu. Seine Beobachtungen über die sichtbarlich eingedrungene Feldspathsubstanz sprechen für diese Deutung. Bei den vorliegenden Gesteinen habe ich nicht die Ueberzeugung gewinnen können, dass die in Rede stehenden Contactwirkungen auf einer analogen Durchtränkung beruhen, denn auch mitten in den Knollen, wo nichts von Erstarrungsproducten des basaltischen Magmarestes zu erkennen ist, haben diese Umänderungen Platz gegriffen. Es scheint hier nur angebracht, zunächst auf den Einfluss einer wohl plötzlich, vielleicht bei Eintritt einer schnellen und massenhaften Krystallisation erhöhten Temperatur und event. eine Durchtränkung mit Dampfbildungen zurückzugreifen.

Beachtung verdienen an dieser Stelle fernerhin die oben erwähnten, in der einen Knolle enthaltenen, porphyrisch eingesprengten Augite. In den mittleren Stellen sind sie leidlich unversehrt (sie weisen hier noch massenhaft Flüssigkeitseinschlüsse auf). Näher dem Basalte zu tritt Verschlackung und im Contact mit dem Magma Weiterwachsen ein.

Vom Hohenberg bei Bühne stammt noch eine Olivinknolle von eigenthümlichem Aeussern. Sie ist in Anbetracht späterer Ausführungen über Feldspathknollen in diesem Basalte von Wichtigkeit. Dieses nur kleine Bruchstück zeigt bei makroskopischer Betrachtung Olivin, monoklinen, nicht grünen sondern bräunlichen Augit, tief pechschwarze Spinellkörner und eigenthümliche, violettweissliche, stecknadelknopfgrosse, aber auch kleinere und grössere, rundliche und längliche Körper. Im Dünnschliff zeigt der Olivin die gewöhnliche Erscheinung, der monokline Augit erweist sich

reich an Glaseinschlüssen und besitzt im Contact mit Basalt, aber auch im Innern der Schliffe einen röthlichgelben Saum [1]). Die kleinen, bis mehrere Millimeter grossen Spinellkörner sind sehr hart. Quarz lässt sich leicht mit ihnen ritzen. Im Dünnschliff sind ihre rundlichen Durchschnitte isotrop, abgesehen von zuweilen reichlichen Flüssigkeitseinschlüssen, die auf gekrümmten Ebenen liegen, von reiner Substanz und auffallender Weise von schön moosgrüner Farbe. Dieselbe hellt randlich nicht selten auf, so dass hier ein farbloser Saum das grüne Innere umgiebt. Auch violette Säume kommen vor. Ja einzelne, kleine Körnchen erscheinen durchaus in diesem Farbenton. Derart grüner Spinell wurde bei den übrigen Olivinknollen des Hohenberges und auch sonst nicht von mir in Olivinknollen beobachtet.

Noch auffälliger sind die violettweisslichen Flecke, die makroskopisch gewissen sphärolithischen Gebilden, die in den Obsidianen von Lipari zuweilen liegen, an Farbe, Form und Grösse nicht unähnlich sind. Im Dünnschliff werden sie auch bei sehr beträchtlicher Dünne der Schliffe nur leicht durchscheinend. Bei den dünnsten kann man hin und wieder einen unregelmässig radialstrahligen Aufbau erkennen. Es hat dann den Anschein, als ob viele kleine, sphärolithische Gebilde den Fleck aufbauen. Zuweilen umschliessen diese schwach polarisirenden, steingutähnlichen Massen eine grosse Anzahl sehr kleiner, schwarzer Punkte, nicht selten auch rundliche Körner oder wie zerhackt aussehende Theile des oben erwähnten Spinells. Die Natur dieser Flecke ist mir räthselhaft geblieben. Die wie Reste aussehenden, in ihnen liegenden Durchschnitte des Spinells lassen die Vermuthung aufkommen, dass hier eine Umwandlung des Spinells vorliegt. Doch ist kein zwingender Grund dafür vorhanden.

Olivinknollen wurden fernerhin von folgenden Fundpunkten mikroskopisch untersucht.

Chaussee Daseburg-Dössel bei Warburg. In Nephelinbasalt. Dieses Vorkommen erweckt ausser durch prächtige Bei-

[1]) Auch diese Stellen können natürlich im Contact mit Basalt stehen, der dann ober- oder unterhalb der Schliffebene zu denken ist und deshalb im Schliffe nicht erscheint.

spiele für die Verschlackung des monoklinen Augites, sein Weiterwachsen im Contact mit dem Basalt, sowie besonders für die Umwandlung des Bronzites in Olivinkörner Interesse durch buchtenförmige Anhäufungen licht kaffeebraunen Glases, welches sich ohne sichtbare Verbindung mit dem umgebenden Basalt in dem Schliffe durch eine Knolle findet. Da indess Glas von derselben Farbe auch im Basalt vorkommt, muss angenommen werden, dass dennoch diese Glasanhäufungen mit dem Basalt in Verbindung standen, die Zufuhrkanäle indess nicht in der Ebene des Dünnschliffes liegen. In dem Glase liegen öfters feine, klare, zuweilen quergegliederte Nadeln, wohl Apatit, die sich gern zu Sternchen vereinigen. In einzelnen der Glasbuchten finden sich grosse Mengen von kleinen Picotit-Oktaëdern. Sie liegen besonders da, wo die das Glas umgebenden Mineralien »angegriffene« Stellen zeigen, stammen also wohl z. Th. von diesen Mineralien ab. Schliesslich kamen in diesen Glasanhäufungen auch langstrahlige, monokline Augite zur Beobachtung. An den Contactstellen des Basaltes mit den Knollenmineralien kann an verschiedenen Stellen eine Anreicherung des bräunlichen Glases erkannt werden.

Bärenberg bei Zierenberg. In Nephelinbasalt. In den Schliffen findet sich ausser den bereits erörterten an bemerkenswerthen Erscheinungen das Auftreten eines nicht kaffeebraunen, sondern schmutzig gelbgrünen Picotits und dann eines gelbrothen Glimmers in kleinen Blättchen, welche beträchtlichen Pleochroismus zwischen sehr licht gelblich und röthlichgelb und in geeigneten Schnitten ein Axenbild mit kleinem Winkel der optischen Axen und negativer Doppelbrechung erkennen lassen. Dieser Glimmer findet sich in den Knollen und im Basalt selbst, in letzterem jedoch im Allgemeinen spärlich und nur da in grösserer Menge, wo er an die Knolle stösst, besonders dort, wo er gangförmige Einbuchtungen in letztere macht.

Schöneberg bei Hofgeismar. In Feldspathbasalt. Der Basalt führt zerstreut in seiner Masse kleine, unregelmässige Blättchen von Titaneisen. In der Nähe der Olivinknollen und ganz besonders in buchtenförmigen Einbiegungen des Basalts in dieselben hat stellenweise eine Anreicherung dieses Minerals statt-

gefunden. Zugleich ist die Grösse der Blättchen hier meist auch eine beträchtlichere. Zuweilen kann man sechsseitige Formen erkennen. Der Pleochroismus der Blättchen ist deutlich (vergl. S. 70).

Hoher Hagen bei Dransfeld. In Feldspathbasalt. Dünnschliffe von Olivinknollen dieses Basaltes lassen erkennen, dass dort, wo der Olivin den Basalt berührt, es offenbar öfters zu Abschmelzungen des Randes gekommen ist. Hierbei fällt nun aber auf, dass die neu entstandene Umrandung des Olivins zuweilen krystallographische Begrenzung erkennen lässt, Erscheinungen, wie sie bei der magmatischen Corrosion des Olivins gar nicht allzu selten auftreten. An einer Stelle konnte deutlich die Umgrenzung $\infty P\breve{\infty}$ (010) und $2 P\breve{\infty}$ (021) erkannt werden. In anderen Fällen hat die Auflösung nicht so scharfe, krystallographische Formen herbeigeführt, vielmehr nur längliche Stücke, deren Längsrichtung die Auslöschung parallel geht.

Fernerhin treten in bemerkenswerther Deutlichkeit secundäre Glaseinschlüsse im Olivin heraus. Sie finden sich besonders in der Nähe des Basaltes, haben helle, öfters licht kaffeebraune Farbe und erreichen bis zu 0,025 Millimeter Längserstreckung. Es ist nicht ohne Interesse zu beobachten, wie diese länglichen Glaseinschlüsse mit ihrer Längsrichtung im Olivin öfters parallel liegen und zwar so, dass die Auslöschungsrichtungen des Wirths senkrecht und parallel zu ihrer Längsrichtung liegen. Die Glaseinschlüsse liegen also krystallographisch orientirt im Olivin, ganz ähnlich wie die bekannten Glaseinschlüsse im Quarz. Sie sind selten einheitlich. Meist lässt sich eine Libelle in ihnen erkennen; häufig erscheinen in ihnen ferner winzige Entglasungsproducte als tiefschwarze Stäbchen oder Punkte.

Maderstein bei Gudensberg. In Limburgit. Noch deutlicher als im Gestein vom Hohen Hagen tritt in diesem die Herausbildung orientirt zum Wirth liegender Glaseinschlüsse im Olivin heraus, da die Einschlüsse sehr deutlich krystallographische Begrenzungen aufweisen. Meist sind es Sechsecke mit zwei vorherrschenden Seitenlinien, zu welchen die Auslöschungsrichtungen des Wirths orientirt liegen. Fig. 5 und 6, Taf. VI stellen solche Verhältnisse dar. Die Hauptspaltbarkeit des Olivins geht parallel zur Längsrichtung der Einschlüsse. Dieselben sind

hier wie das Glas des die Olivinknolle umgebenden Limburgits kaffeebraun. Zuweilen fallen die Glaseinschlüsse beim Schleifen heraus, wie es scheint. Man hat dann vom Canadabalsam erfüllte Hohlräume vor sich. Es fällt bei der Betrachtung des in Rede stehenden Gesteins auf, dass auch die im Olivin noch reichlich vorhandenen, grösseren Luftporen öfters eine krystallographische Begrenzung erkennen lassen. Ihre Form ist die der Glaseinschlüsse, mit denen sie auch parallel liegen. In Fig. 6, Taf. VI findet man sie gleichfalls verzeichnet.

### c) Protogene Feldspathmassen.

Eigenthümliche Feldspathmassen, die sich nicht selten im Basalt des Hohenberges bei Bühne eingebettet finden, möchte ich wie die erwähnten Olivinknollen und die einzeln liegenden Bronzit- und Augitmassen eher für basaltogene Bildungen als für Einschlüsse halten. Sie stehen mit den Olivinknollen in enger Verbindung. Es mag zunächst befremdlich erscheinen, Feldspathmassen als protogene Bildungen eines Nephelinbasaltes anzunehmen. Es würde dies voraussetzen, dass ein basaltisches Magma in den ersten Perioden der Ausscheidung Massen verfestigen kann, deren Mineralien später zum Theil nicht mehr zur Entwicklung gelangen. Diese Annahme ist aber auch bei den Olivinknollen zu machen, wenn man sie als Urbildungen des basaltischen Magmas auffasst, und auch nicht befremdlich. Fernerhin ist ja bei den Basalten die Gruppe der Nephelinbasalte keine von der der Feldspathbasalte scharf getrennte. Beide stehen vielmehr, wie hinreichend bekannt, durch Tephrite mit ihrem wechselnden Gehalt an Plagioklas und Nephelin in fortlaufender Verbindung.

Das äussere Ansehen der Feldspathmassen wechselt mit der verschiedenen Art und Menge der den Feldspath begleitenden Mineralien. Da indess der grauweisse, glasartig glänzende Feldspath bei allen überwiegt, ist der herrschende Farbenton der dieses Hauptgemengtheils. Durch deutliche Zwillingsstreifung giebt sich der Feldspath bereits bei makroskopischer Betrachtung als Plagioklas kund. Krystallformen sind an ihm nicht zu erkennen. Die Krystalle liegen dicht an einander. Eine zuckerkörnige Structur

ist also nicht zu verzeichnen. Die einzelnen Körner erreichen zuweilen 1 Centimeter in ihrer grössten Ausdehnung. Zwischen ihnen gewahrt man die dunkleren Gemengtheile in wechselnder Menge. In einzelnen, kleinen Knollen fehlen sie ganz. In anderen erkennt man reichlich kleine (1—2 Millimeter grosse), gleichmässig vertheilte, dunkelgrüne Augite. Im Gegensatz hierzu stehen die Massen, bei denen sich dieser Gemengtheil nur hier und da findet, aber dann zu Centimeter grossen Nestern vereinigt. Schliesslich bemerkt man auch makroskopisch bereits in einzelnen Knollen Olivin. Besonders ein etwa 7 Centimeter langes Stück zeigt ihn in schönen, gelben, bis etwa $1/2$ Centimeter grossen Körnern. Auf die recht wechselnde Erscheinungsart der Feldspathknollen möchte ich ein besonderes Gewicht bei der Deutung ihrer Natur legen. Diese Mannigfaltigkeit erscheint weit eher erklärlich bei der Annahme einer protogenen Entstehung der Massen als bei der einer Einschlussnatur. Wie z. B. die vielfach in der Erscheinung wechselnden, alten Ausscheidungen im Oberwiesenthaler Eruptivstock, sind auch die in Rede stehenden, entsprechenden Bildungen im Mineralbestand und Korngrösse stark von einander verschieden. Wären es Bruchstücke eines durchbrochenen Gesteins, so würde eine gleichmässigere Art der Erscheinung zu erwarten sein.

Das letzterwähnte, olivinreiche Stück wurde von Herrn Prof. Jannasch einer Analyse unterworfen. Sie ergab folgende Resultate:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 47,72 |
| $TiO_2$ | 0,24 |
| $Al_2O_3$ | 18,49 |
| $Fe_2O_3$ | 0,68 |
| $FeO$ | 4,54 |
| $CaO$ | 11,59 |
| $MgO$ | 12,88 |
| $K_2O$ | 0,41 |
| $Na_2O$ | 2,81 |
| $P_2O_5$ | 0,04 |
| S | 0,06 |
| $H_2O$ | 1,30 |
| | 100,76 |

Ein Glühversuch im Platintiegel ergab 1,21 pCt. Glühverlust, eine directe Wasserbestimmung 1,11 pCt. $H_2O$. Es wurden Spuren von Mn, Sr, Li und Cl nachgewiesen. $CO_2$ konnte nicht ausgetrieben werden. Das specifische Gewicht bei 14° C. wurde = 2,916 gefunden. Das Gesteinspulver schmilzt im Platintiegel vor der Gebläseflamme etwas schwierig aber vollständig zu einem braunschwarzen, matten Glase zusammen. Die Schmelze des in Säuren unlöslichen Theils (50,85 pCt.) sieht hell olivenfarbig aus.

Das mikroskopische Bild des analysirten, gabbroartigen Stückes ist folgendes. Den wesentlichsten Antheil am Aufbau des Gesteins nimmt der klare Feldspath, der sich durchweg als Plagioklas erweist. Die Krystalle sind aufgebaut aus Lamellen nach dem Albitgesetz. Auch das Periklingesetz tritt mit letzterem verbunden nicht selten in Erscheinung. Die Auslöschungsschiefen wurden sehr gross gefunden. Der Feldspath bildet gewissermaassen den Untergrund, in welchen die übrigen Gemengtheile eingebettet sind. Krystallformen sind an seinen Durchschnitten nicht zu erkennen. Mit unregelmässigem Rande greifen die einzelnen Körner in einander. Ihre Substanz ist recht rein an deutlichen mineralischen Einschlüssen. Nur selten wurden wohlumrandete Blättchen von braun durchsichtigem Titaneisen bemerkt. Um so reicher sind die Krystalle an anderen Einschlüssen. Zuweilen sind letztere sehr klein und bilden feine Pünktchen, die in grosser Zahl den Feldspath erfüllen und ihn grau bestäubt erscheinen lassen, ähnlich wie es bei Gabbroplagioklasen nicht selten zu sehen ist. Bei anderen findet man Schaaren von Flüssigkeitseinschlüssen, die oft auf gekrümmten Flächen die Krystalle durchziehen. Zum Theil sind sie rundlich oder länglich, viele sind schlauchförmig verlängert, auch eigenartig verästelt. Zwischen den Flüssigkeitseinschlüssen bemerkt man ferner Gasporen. Schliesslich kommen auch Glaseinschlüsse vor. Das Glas ist farblos. Die Feldspathe sind z. Th. der Art verschlackt, dass ihre ganze Masse durchschwärmt ist von den erwähnten Gästen, z. Th. kommen letztere indess nur auf bandartigen Zonen vor. Ich halte diese Anhäufungen von Glas für secundäre Bildungen, die durch die Einwirkung des Magmas in den Feldspathen entstanden sind.

Ein zweiter Gemengtheil des Gesteins ist monokliner Augit. Er hat eine schmutzig grünlichschwarze Farbe und ist am besten mit gleichfarbigem Diallag mancher Gabbros zu vergleichen. Im Dünnschliff erkennt man, dass seine Durchschnitte von sehr zahlreichen Einschlüssen erfüllt sind. Er erscheint hierdurch den verschlackten Augiten sehr ähnlich, die in den Olivinknollen beobachtet werden. Die Einschlüsse stellen sich z. Th. als Gasporen, Flüssigkeitseinschlüsse und zumeist als Glaseinschlüsse dar. Man wird nicht fehl gehen, wenn man letztere als secundäre Erscheinungen bezeichnet. Wohl in gleicher Weise zu deuten ist eine gelegentliche Rothfärbung des Randes. Eine Zerstückelung der Augite in einzelne Körner wurde bei dem in Rede stehenden Gesteinsstück nicht wahrgenommen.

Bronzit fehlt nicht, jedoch sind seine Körner spärlich. Er ist in der Weise, wie es bei den Olivinknollen beschrieben ist, von einem Olivingrus umgeben, der jedenfalls auch hier aus ihm hervorgegangen ist.

Olivin tritt u. d. M. z. Th. ganz in der Art auf, wie er bei den normalen Olivinknollen beschrieben ist. Ausserdem findet sich nun aber der Olivin in dem Gestein noch in zahlreichen Körnern, die zu rundlichen, länglichen, zuweilen auch im Dünnschliff schnurartig erscheinenden Ansammlungen vereinigt sind. Meist sind Krystallformen an diesen Körnern nicht zu erkennen. Hin und wieder jedoch tritt die Olivinform in charakteristischer Weise durch $\infty P \breve{\infty}$ (010) und $2 P \breve{\infty}$ (021) deutlich heraus. Diese Olivinhaufen sind wohl wie bei den Olivinknollen secundärer Natur. Ihr Ausgangsmaterial ist z. Th. Olivin selbst gewesen, der sich aus compacten Massen in Körnerhaufen umgelagert hat, z. Th. sind sie aus dem nur noch spärlich vorhandenen Bronzit entstanden. Schliesslich machen es verschiedene Beobachtungen am monoklinen Augit nicht unwahrscheinlich, dass seine Substanz unter Umständen einen Zerfall eingeht, und als ein Theilproduct Olivin bildet.

Als wesentlich am Aufbau der Feldspathknolle betheiligt sind noch eigenartige Massen zu nennen, die durch ihre Uebergänge in normalen Spinell sich ebenfalls als solche zu erkennen geben.

Wie erwähnt, fand sich in einer der Hohenberger Olivinknollen ein makroskopisch schwarz, im Dünnschliffe schön tief grün gefärbter Spinell vor. Seine grosse Härte und sein Isotropismus kennzeichnen ihn. Dasselbe Mineral erscheint nun auch wieder in den Feldspathmassen. Indess kommt es hier nur z. Th. wie in der Olivinknolle in grossen, compacten Durchschnitten zur Beobachtung. Zu allermeist sind die Massen eigenartig in einer Weise gelappt und schlauchförmig verzweigt, die sich am besten mit der bekannten Ausgestaltung vieler Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralien vergleichen läst. In grosser Menge liegen die einzelnen, grünen, pseudopodienartigen Zweige nebeneinander (Fig. 7, Taf. VI). Sie verbreiten sich auf diese Weise massenhaft in anderen Mineralien, wie es scheint, besonders in Olivin. Die ausserordentliche Fülle, in der sie im Wirth erscheinen, erschwert meist sehr die Erkenntniss der Natur des letzteren. Bemerkenswerther Weise kommen ganz ähnliche Gebilde von violblauer Farbe, selbst durch Uebergänge mit den grünen Spinellmassen verbunden, vor. Violette Spinelle werden auch sonst hin und wieder bei Contactgesteinen angegeben [1]. — Das mikroskopische Bild der übrigen Feldspathmassen bietet keine in ihrem Wesen von der beschriebenen abweichende Erscheinungsweise dar. Es muss hervorgehoben werden, dass in ihnen gleichfalls die Umänderungen der Gemengtheile studirt werden können. Man kann unter ihnen Stücke finden, bei welchen die monoklinen Augite noch ihre ursprüngliche Frische haben und unverschlackt sind und wieder andere, in welchen die bei den Olivinknollen erwähnten, lockeren Anhäufungen von röthlichem Augit und Olivin erscheinen, die hier wie dort wohl am besten als Umwandlungsproducte der Augite gedeutet werden. Es fehlen auch nicht die starken Ansammlungen von Spinellkörnern. Sie machen hier durch schwarze Farbe den Eindruck von Magnetit. In der Nähe dieser Spuren stärkster Umänderung zeigt auch der Plagioklas in hohem Maasse Structurabnormitäten, insofern als er hier durch Verschlackung stark getrübt ist.

[1] Vergl. J. Roth, Allgem. u. chemische Geologie. Bd. III. Kapitel: Einschlüsse in Eruptivgesteinen S. 34.

Es ist in Anbetracht der obigen Verhältnisse nicht zu verkennen, dass die Olivinmassen des Hohenberger Basaltes sowie die in gleicher Weise sich in ihm findenden, beschriebenen Plagioklasknollen mit einander verknüpft erscheinen. Wie in den Olivinknollen erscheinen Olivin, monokliner und rhombischer Augit, sowie Spinelle in den Feldspathmassen, und die Art ihres Auftretens wie ihre Veränderung unter dem Einflusse des basaltischen Magmas sind sehr ähnliche. Besonders bemerkenswerth ist der im Dünnschliff grün erscheinende Spinell, der in der einen Olivinknolle so reichlich gefunden wurde, und der auch in den Feldspathmassen wiederkehrt. Die eigenthümliche, pseudopodienartige Form, in der er bei letzteren zumeist erscheint, dürfte eine secundäre, durch Umänderung entstandene Erscheinungsart sein. Indess würde man vielleicht zu weit gehen, den grünen Spinell überhaupt als Contactproduct aufzufassen, zumal dann auch der braune Spinell der Olivinknollen, der doch den Eindruck eines primären Gemengtheils macht, mit wohl gleichem Recht für secundär gehalten werden könnte.

Die fremdartige, vor Allem die bezüglich des Mineralbestandes wechselnde Erscheinungsart der Feldspathknollen lässt sich am besten mit der Annahme der besonderen Entstehungsart vereinigen, welche man protogenen Massen zuschreiben muss. Es werden Bruchstücke alter, in grosser Tiefe entstandener Ausscheidungen sein, die von dem empordringenden Magma mitgeführt wurden und in demselben sich wie Fremdkörper verhielten. Sie erlitten die oben beschriebenen, charakteristischen Veränderungen, als sie mit dem durch Krystallausscheidungen sich auch chemisch verändernden Magma unter andere Verhältnisse des Drucks und der Wärme kamen, als die waren, unter denen sie entstanden. Immerhin kann die Annahme der protogenen Natur der Feldspathknollen nur mit der Reserve gemacht werden, die bei dem Mangel der näheren Kenntniss der Processe in der Erdtiefe überhaupt und in Anbetracht des ungewöhnlichen Feldspathgehaltes der Knollen hier insbesondere angebracht ist.

Auch die zuweilen über zollgrossen, unregelmässigen Feldspathkrystalle (Anorthoklas) im Feldspathbasalt des

Hohen Hagen bei Dransfeld unfern Göttingen, welche von C. KLEIN[1]) untersucht wurden, können füglich als protogene Bildungen des Basaltes angesehen werden. Sie sind umgeben von einem Contactsaum, der bei einem Beispiel ca. 0,5 Millimeter Stärke hat und gleichfalls aus Feldspath besteht. Ihre Einschlüsse von Mineralien, die auch sonst im Basalt erscheinen, wie Fetzen von Augit, Titaneisen, Apatit, Glimmer, machen es deutlich, dass diese randliche Feldspathsubstanz sich aus dem basaltischen Magma auf dem alten Feldspathkern zur Zeit der Feldspathausscheidung im Basalt abgeschieden hat.

## II. Die Basalte.

Die untersuchten Basaltgesteine gehören zur reichlichen Hälfte der Gruppe der Feldspathbasalte an. Etwa $^1/_{10}$ der Vorkommnisse sind Nephelinbasalte, ein weiteres $^1/_{10}$ Leucitbasalte und etwa $^1/_4$ Limburgite.

Unter den 57 Feldspathbasalten sind 49 olivinführend, bei 8 Fundpunkten fehlt der Olivin oder tritt wenigstens sehr stark zurück. Olivinfreie Basalte finden sich, wie bereits früher aus einzelnen Angaben bekannt war, im Buntsandsteingebirge des Reinhardswaldes, wo sie nordöstlich von Gottsbüren in den Forstbezirken Kehreiche nnd Puppengehege, sowie bei der Sababurg in Steinbrüchen gewonnen werden. Ein kleineres Vorkommen befindet sich im Reinhardswalde bei Hombressen (Lichte Heide).

Die Gesteine von Gottsbüren und der Sababurg haben im frischen Zustande zumeist eine eigenthümlich graublauschwarze Farbe. Ihr krystallines Gefüge ist auch makroskopisch deutlich. Feldspathleisten werden bei geringer Dicke $^1/_2$ Centimeter lang. Beim ersten Anblick glaubt man auch Olivin deutlich in gelben, säulenförmigen, nicht selten $^1/_2$ Centimeter langen Krystallen zu erkennen. Es handelt sich indess um rhombischen Augit. Olivin

[1]) C. KLEIN, Ueber den Feldspath im Basalt vom Hohen Hagen und seine Beziehungen zu dem Feldspath vom Monte Gibele auf der Insel Pantelleria. Nachr. v. d. Königl. Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen. No. 14, 1878.

fehlt. Bei der Verwitterung werden die Gesteine heller und schliesslich grauweiss. Sie sind compact, im Gegensatz zu blasenreichem Basalt, der in Säulenform bei der Sababurg gleichfalls ansteht und ebenfalls olivin- aber auch hypersthenfrei gefunden wurde. Seine Farbe ist meist eine grauschwarze, oft mit einem Stich in's Violette. Von den Gesteinen der Sababurg wird, wie bekannt, auch eine glasige Ausbildung angegeben. Wie Dr. E. Moeller durch eingehendes Studium fand und auch ich mich an Ort und Stelle überzeugte, ist das Vorkommen von »Tachylyt« mit grosser Wahrscheinlichkeit anders als gewöhnlich angenommen wird, zu deuten. Es handelt sich hier jedenfalls zum Theil um umgeschmolzene Einschlüsse und durch letztere (nicht durch schnelle Oberflächenabkühlung) bewirkte, glasige Erstarrungen des Basaltes. Ich selbst fand den »Tachylyt« in unmittelbarer Verbindung mit grauweissem Buntsandstein, in den er allmählich überging. Ueberdies fand sich das Glas nicht als äussere Kruste auf Basalt, sondern mitten in den Säulen, wo eben Einschlüsse Umänderungen erlitten haben. Ueber die lose liegenden Glasbrocken der Sababurg ist mit diesen Beobachtungen natürlich nichts Bestimmtes entschieden. Indess ist mir sehr wahrscheinlich, dass auch bei ihnen Gesteinseinschlüsse eine Rolle spielen, wobei natürlich nicht ausgeschlossen ist, dass z. Th. basaltisches Material in ihnen vorliegt, das sich mit den Producten der Umschmelzung mischte, oder für sich in Folge schneller Abkühlung durch die Einschlüsse glasig erstarrte. Näheres ist in dem Kapitel über Einschlüsse gebracht.

Das Gestein der Lichten Heide ist dem Sababurger gewöhnlichen Vorkommen ähnlich. Es ist durch Verwitterung grau.

Laspeyres[1]) beschrieb aus dem Sollinger Walde olivinfreie Feldspathbasalte. Ich habe dieselben an verschiedenen Punkten gesammelt, so besonders vom Hasenbeutel bei Bodenfelde, aus einem Stollen am Ahnenberge, dem grossen Steinbruch bei Polier, sowie aus einem Stollen 1 Kilometer nordnordwestlich Amelieth. Die Vorkommnisse gehören derselben Eruptionsspalte an. Die von

---

[1]) Laspeyres, Basalt vom Ahnethal im Sollingerwalde. Sitzungsb. d. naturh. Vereins d. Rheinlande und Westfalen. 1887, S. 18.

mir gesammelten Stücke zeigen bei frischen Exemplaren nicht immer das vollständige Fehlen des Olivins. Doch auch dort, wo er vorkommt, ist seine Menge gering. Die Gesteine sind sehr deutlich krystallin. Der Feldspath ist z. Th. Centimeter lang. Abgesehen von dem bläulichschwarzen, compacten Vorkommen aus dem Stollen am Ahnenberg sind die Gesteine von gelber Farbe und in Folge vieler, kleiner, unregelmässiger Hohlräume von trachytischem Anfühlen. Durch Verwitterung erhalten sie z. Th. rostbraune Streifen. Eigenthümlich ist bei einzelnen Stücken vom Steinbruch bei Polier das Vorkommen bis gut 1 Centimeter grosser, dünner, schwarzer Titaneisenplatten.

Die olivinführenden Feldspathbasalte haben einen Hauptverbreitungsbezirk in der Gegend von Göttingen-Dransfeld, wo sämmtliche untersuchten Basalte dieser Gesteinsgruppe angehören. Im übrigen Gebiete kommen sie im Wechsel mit anderen Basalten vor, ohne dass eine Gesetzmässigkeit unmittelbar ersichtlich ist. Sie bieten in Bezug auf Korngrösse, compacte oder poröse Structur und Farbe bekannte Mannigfaltigkeiten dar, die im Uebrigen auch am selben Vorkommen sich einstellen. So bietet der Meissner bekanntlich ausser seinem doleritischen Gestein vielerorts feinkörnigen, fast dichten Basalt, so an der Kalbe, im Wilhelmsstollen unmittelbar über der Kohle etc. dar. Auch Gangbildungen feinkörnigen Basaltes im grobkörnigen kommen am Meissner vor. Es liegt nahe, anzunehmen, dass das grobe Gefüge von den einst inneren Partien der Basaltmasse erlangt wurde, die äusseren Massen in Folge schnellerer Abkühlung feiner krystallin erstarrten. Gangbildungen feinkörnigen Basaltes in grobkörnigen erklären sich als »Nachschübe«. Unmittelbare Beweise sind wegen mangelnder Aufschlüsse für solche Verhältnisse am Meissner nicht ohne Weiteres zu erbringen. Aehnliche Korngrösse findet sich z. B. noch beim Basalt des Backenberges bei Güntersen, Staufenberges bei Wiershausen (beide Gegend von Dransfeld), der Blauen Kuppe bei Eschwege und anderorts. Am Sesebühl bei Dransfeld kann man ausser feinkrystallinem Basalt sehr dicht ausgebildeten sammeln, der ganz hornsteinähnlich aussieht.

Zumeist erscheinen die in Rede stehenden Basalte compact.

Im Contact mit anderen Gesteinen werden sie gern blasenreich. In einem Steinbruch bei Hilwartshausen ist z. B. vortrefflich zu erkennen, wie ganze Strecken des Gesteins im Contact mit Buntsandstein reich sind an Blasenräumen. Desgleichen erweist sich der Gang im Wellenkalk im Auschnippethal bei Dransfeld blasenreich entwickelt, und vortrefflich ist am Material von der Blauen Kuppe zuweilen zu erkennen, wie selbst um kleinere Einschlüsse, die im dichten Basalt liegen, ein blasenreicher Basalt sich ausgebildet hat. Es ist wohl nicht zu bezweifeln, dass die Abkühlung durch den Einschluss bezw. das Nebengestein eine Gasentwickelung (wohl von Wasserdampf) hervorrief und so den Mandelstein zu Stande brachte, ähnlich vielleicht der Erscheinung, die man bei heissem Canadabalsam zuweilen beobachten kann, der in Berührung mit einem kalten Fremdkörper (Streichholz) in der Umgebung des letzteren zu schäumen beginnt.

Eine parallele Anordnung gestreckter Blasenräume erkennt man zuweilen in den Lavastücken der Lichten Heide bei Hombressen im Reinhardswalde. Die Längsrichtung der Blasenräume geht der der Lavaseile parallel, die Richtung des Flusses andeutend.

Die grosse Mehrzahl der olivinführenden Feldspathbasalte erscheint makroskopisch gleichmässig, ohne durch Grösse stark hervorragende Einsprenglinge von Olivin und Augit. Durch diese beiden Mineralien makroskopisch porphyrisch sind indess z. B. die Vorkommnisse vom Kammerberg bei Metze, Kleinen Gudenberg bei Zierenberg, der Malsburg bei Oberlistingen, durch Olivin allein die vom Prinzenborn bei Grossenritte, Deisselberg, Weissholz bei Lütgeneder, Brunsberg bei Dransfeld, durch Augit das Vorkommen vom Habichtsstein bei Bodenhausen. Indess habe ich zumeist den Verdacht begründet gefunden, dass solche grössere Olivin- und Augitkörner aus Olivinknollen stammen, die im Basalt zerspratzt sind, zumal öfters bei den gedachten Vorkommnissen noch vollkommene Olivinknollen zu beobachten sind.

Im Gegensatz zu den durch glitzernde Erscheinung meist gleich den Feldspath ankündigenden Feldspathbasalten sind die Nephelin- und Leucitbasalte von matterem Aussehen. Doleritische Ausbildungen wurden nicht gefunden. Sie haben durchweg ein fein-

krystallines Gefüge, unterscheiden sich aber in compacte und poröse Arten. Letztere finden sich vorzüglich entwickelt am Hohenberg bei Bühne (vergl. S. 6), wo die blasenreichen Gesteine als durch Contact mit dem Nebengestein hervorgerufen anzusehen sind, fernerhin im Basaltgange am Hüssenberg bei Eissen, am Wattberg bei Hofgeismar, am Häugen bei Oberlistingen. Weit häufiger noch als bei den Feldspathbasalten findet man deutliche Körner, besonders von Olivin, aber auch von Augit, in dem feinkrystallinen Gestein porphyrisch eingesprengt. Viele stammen zweifelsohne aus Olivinknollen, wie die mikroskopische Untersuchung zuweilen nachweisen kann (vergl. S. 50).

Was schliesslich die limburgitischen Gesteine anlangt, so haben dieselben weder das körnige, glitzernde Aussehen der Feldspathbasalte, noch das matte der Nephelin- und Leucitbasalte unseres Basaltgebietes, vielmehr ein beim ersten Anblick auffälliges, fettiges, harziges Aussehn. Der Vergleich der Dünnschliffe lehrt, dass die Stärke dieses Fettglanzes mit der Glasmenge des Basaltes zunimmt. In dem glasreichsten Limburgit vom Schreckenberg bei Zierenberg ist deshalb der Glanz am meisten ausgeprägt. Das Gestein ist fast pechglänzend. Das andere Extrem stellt der Basalt vom Hahn bei Holzhausen dar, der sein glanzloses, ziemlich mattes Aussehn dem Vorwalten des Grundmassenaugites über die Glasbasis verdankt. Die Farbe der Gesteine ist gewöhnlich die schwarze. Auch einzelne graue kommen vor, doch betrifft dies in Verwitterung begriffene Stücke. Zu allermeist haben die Limburgite compacte Structur. Poröse, schlackige Massen finden sich unter ihnen beim Basalt der Blauen Kuppe bei Eschwege, am Eckenstein und Schweinsbusch bei Daseburg, an der Kuppe beim Katzenstein bei Weimar, am Fahrenbusch im Reinhardswalde. Das Eckensteiner Vorkommen zeigt in einzelnen Stücken eine deutliche Parallellagerung der $^1/_2$ Centimeter und mehr langen Blasenräume.

Häufig sind die Gesteine durch Körner ganz besonders von Olivin, selten Augit besprenkelt. Es ist nicht wohl zu bezweifeln, dass viele der Olivine dem eigentlichen Basalt zuzurechnen sind, da sie in schöner Formentwicklung vorliegen. Solche finden sich

in Krystallen von etwa $^1/_3$ Centimeter Grösse und dem gewöhnlichen Habitus basaltischer Olivine in den schlackigen Gesteinen vom Eckenstein und Schweinsbusch, in etwas kleineren Individuen beim Vorkommen vom Scharfenstein. Sicherlich liegt aber auch bei den Limburgiten in den einzelnen liegenden, unregelmässigen Olivinkörnern, die sich ziemlich in allen Handstücken in beträchtlicher Zahl finden, zerspratztes Material von Olivinknollen vor, die als solche in verschiedenen Vorkommnissen (z. B. Rosenberg, Maderstein) noch gesammelt werden können.

## Die Bestandtheile der Basalte.

Im Folgenden sollen bekanntere Verhältnisse der die Basalte aufbauenden Mineralien nur kurz berührt werden. Auf besondere Erscheinungen, die sich beim mikroskopischen Studium der in Rede stehenden Gesteine ergaben, soll hingegen ausführlicher eingegangen werden.

### Feldspath.

In den Blasenräumen der olivinfreien Feldspathbasalte der Sababurg im Reinhardswalde gewahrt man oft sehr dünne, klare Feldspathtäfelchen, die der Wandung der Hohlräume eng anliegen und deshalb schwer von dem Untergrunde zu entfernen sind. Sie sind bis etwa 2 Millimeter lang, meist schmal. Sie gehören gewiss dem Gesteinsgewebe selbst an, sind also keine nachträglichen Bildungen und entsprechen ihrer Entstehung nach wohl den Feldspathen, welche Streng[1]) aus dem Dolerit von Londorf bei Giessen beschrieb und von ihm als Gemengtheile des Basaltes gedeutet werden, die in die Blasenräume hineinragen. Wie Dr. E. Möller sich überzeugte und auch ich an meinem Material fand, sind die Täfelchen nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) entwickelt; der Rand zur Basis, welchem die Längsrichtung der Blättchen entspricht, ist scharf; die schmalen Seiten sind unregelmässig. Die Auslöschungsschiefe beträgt nur ca. 8°. Auf den Platten tritt die

[1]) A. Streng, Ueber den Dolerit von Londorf. Neues Jahrb. f. Mineralogie 1881, B. II, S. 181.

positive Mittelline etwas schief aus, sodass also wohl dem Andesin nahe stehende Feldspathe vorliegen. Häufig durchkreuzen sich zwei längliche Blättchen unter einem Winkel von etwa 127°. Es liegen in diesen Fällen Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader Gesetz vor, wie sie auch STRENG aus dem Dolerit von Londorf beschreibt.

In den Dünnschliffen liegt der Plagioklas in den mannigfaltigsten Grössenverhältnissen vor; von 1 Centimeter langen Durchschnitten des Ahnenberger Basaltes anfangend bis zu den mit scharfen Vergrösserungen kaum erkennbaren, kleinsten Leistchen des dichten Sesebühler Basaltes sind viele Uebergänge vorhanden. Zwei durch Grössenunterschiede sich von einander abhebende Feldspathgenerationen trifft man oft bei Basalten mit Intersertalstructur, so beim Basalt aus dem Stollen am Ahnenberg, der in den eckigen Lücken zwischen grossen, verhältnissmässig breiten Feldspathleisten viel dünnere Leistchen zeigt, die gern auf kleinen Bezirken parallel liegen. Gleiches zeigen die Dolerite vom Meissner, der Basalt aus dem unteren Steinbruch bei Wellerode, vom Schorn bei Dörnhagen, bei welch' letzterem oft grössere Feldspathe in kleinere Leisten auslaufen, und manche andere. Die Fig. 8 und 9 Taf. VI bringen solche Verhältnisse zur Anschauung. Hierher zu stellen sind fernerhin, die in Fig. 10, Taf. VI veranschaulichten, rundlichen und länglichen Feldspathaugen, wie sie im Basalt aus dem unteren Steinbruch bei Wellerode, der Blauen Kuppe, auch der Sababurg, in unregelmässigerer Ausgestaltung auch im Basalt vom Sesebühl vorkommen. Die Erscheinungsweise dieser merkwürdigen Augen entspricht derjenigen der oben erwähnten, eckig umrandeten Zwischenklemmungsmasse, als deren analoge Bildungen sie wohl aufzufassen sind. Fig. 10, Taf. VI giebt ein solches Feldspathnest aus dem Basalt der Blauen Kuppe wieder. Es zeichnet sich wie alle durch Zurücktreten des schwarzen Erzes aus. Titaneisen erscheint in Blättchen und Strahlen. Auch braune Glimmerschüppchen und Apatitnadeln kommen vor. Der Feldspath lässt nur selten Zwillingslamellen erkennen. Die Auslöschungsschiefen sind gering. Beim ersten Anblick machen diese Feldspathnester den Eindruck von Blasenräumen, die mit Verwitterungsproducten erfüllt

sind. Indess spricht das Vorhandensein von Titaneisen und auch zuweilen von Augit (Sababurg) gegen diese Deutung und stellt die Nester vielmehr als Analoga der Zwischenklemmungsmasse hin, zumal da bei Basalten mit echter Zwischenklemmungsmasse zuweilen zu bemerken ist, wie auch diese zu rundlichen, tropfenartigen Gebilden sich zusammenzieht.

Die Feldspathe der Zwischenklemmungsmasse und der Augen sind gewiss Producte der letzten Periode der Gesteinsverfestigung. Ein höheres Alter verrathen grössere Feldspathdurchschnitte zuweilen durch ihre Einschlussverhältnisse. So findet man sie ähnlich wie bei Diabasen eingebettet in einen grossen Augituntergrund beim Basalt aus dem Stollen am Ahnenberg und bei Amelieth, ganz ähnlich im Hypersthen des Gesteins vom Puppengehege, ja selbst im Olivin des Basaltes vom Ochsenberg bei Dransfeld. Verbreitet sind anderseits Einschlüsse von Augit in Plagioklas, desgleichen von Apatit. Olivin im Feldspath zeigt der Basalt von der Lieth bei Meensen.

Bezüglich seiner Formentwicklung giebt der normale Plagioklas nur wenig Veranlassung zu besonderer Besprechung. Ein Gegensatz bekundet sich, je nachdem, wie gewöhnlich, die Durchschnitte der Krystalle leistenförmig sind oder mehr oder weniger als lappige Gebilde erscheinen, deren Grenzen unregelmässig ausgestaltet sind. Uebergänge vermitteln zwischen beiden Arten der Ausbildung. Fig. 11, Taf. VI stellt einen solchen dar. Man erkennt den mit Einschlüssen reichlich versehenen, breiten Plagioklasdurchschnitt, der aber doch noch annähernd Leistenform hat. Aehnlich blättrig ist der Plagioklas im Basalt von Wiershausen, im Gestein aus dem Auschnippethal. Eigenthümliche Bildungen zeigt in dieser Hinsicht ein Theil der Basalte von der Blauen Kuppe. Es lagen hier Feldspathleisten vor, die auch noch weiter wuchsen, als das Material der Grundmasse sich niederschlug. Die Randtheile der Feldspathleisten verzweigen sich in unregelmässig feinlappiger Weise, indem kurze, pseudopodienartige Arme sich zwischen die Augite und Erztheilchen der Grundmasse erstrecken. In ausgeprägten Fällen erinnern diese Bildungen an die bekannten Aureolen um Quarz in Quarzporphyren, denen diese Feldspathaureolen ja auch ihrer Entstehung nach entsprechen.

In ganz besonders schöner Entwicklung findet man in den olivinfreien Basalten von Gottsbüren und auch der Sababurg Krystallskelette von Feldspath. Diese bereits von Möhl abgebildeten Krystalle sind in ihrer charakteristischen Erscheinungsart in den Fig. 1 und 2, Taf. VII, sowie Fig. 2, Tafel VIII wiedergegeben. Je nach der Lage des Schnittes haben diese Bildungen natürlich ein verschiedenes Aussehen. Besonders eigenthümlich sind die rahmenartigen Durchschnitte, von denen einzeln liegende Theile zuweilen Käferbeinen nicht unähnlich sind. Die Figuren sind so gegeben, wie die Durchschnitte ohne Anwendung polarisirten Lichtes erscheinen. Die vorhandene Zwillingslamellirung tritt deshalb nicht heraus. Oefters tritt sie aber auch bei angewandten Nicols nur spärlich hervor, oder fehlt wohl ganz. Die spitzigen Ausläufer der Krystalle sind oft ausserordentlich lang gegenüber ihrer Breite. Sehr häufig laufen sie schliesslich in Büschel aus, deren feine Fädchen sich zwischen den Augiten der Grundmasse verlieren (Fig. 3, Taf. VII). Feldspathskelette fanden sich fernerhin in einem Dünnschliff des Basaltes vom Hohen Hagen.

Es kommt vor, dass die Plagioklasdurchschnitte einzeln im Gesteinsgewebe liegen (z. B. Blaue Kuppe z. Th.), oft vereinigen sich die Leisten zu Bündeln annähernd parallel liegender Krystalle auch dort, wo die einzelnen Durchschnitte beträchtliche Grösse besitzen (z. B. Backenberg bei Güntersen.) Weitere unregelmässige Verwachsungen lassen die Leisten sternförmig gruppirt erscheinen. Fig. 4, Taf. VII stellt eine solche aus dem Basalt des Auschnippethals dar. In regelmässiger Weise vereinigen sich Feldspathe zu Zwillingsbildungen. Das weitverbreitete Albitgesetz verbindet oft sehr zahlreiche Lamellen zu einem Krystalle, besonders wo es sich um grobstrahlige Durchschnitte handelt (z. B. Steinhorst bei Adelebsen). Bei lappigen Durchschnitten pflegt die Zahl der Lamellen verhältnissmässig gering zu sein, ebenso bei schmalen und kleinen Leisten. Es kann hier weiterhin auf eine Abart des Albitgesetzes hingewiesen werden, die hin und wieder beobachtet wird. In den gedachten Fällen stossen die zum Zwilling verbundenen Lamellen in den Durchschnitten nicht in der gewöhnlichen Weise in einer einzigen Grenzlinie aneinander, die der Längsrichtung der Leisten parallel geht, es tritt vielmehr eine

Durchkreuzung ein, wie sie Fig. 5, Taf. VII schematisch zeigt. Die Theile A und A[1] gehören demselben Individuum an und löschen zugleich aus, ebenso die Theile B und B[1]. Wie bekannt ist diese Zwillingsbildung besonders von G. Rose[1]) am Albit vom Roc-tourné studirt worden. Sabersky[2]) beschrieb sie als weitverbreitet am Mikroklin. Auch bei den Plagioklasen vorliegender Basalte kommen hin und wieder diese Zwillingsbildungen nach dem Roc-tourné-Gesetz vor. Fast ganz der schematischen Figur entsprechend wurden sie z. B. im Basalt vom Lammsberg bei Gudensberg gefunden. Auch im Gestein von der Sababurg sind sie von Dr. Möller und mir gesehen. Fig. 6, Taf. VII stellt einen solchen Fall dar. In besonders eigenartiger Weise fand ich das Gesetz bei gewissen Krystallskeletten im letzterwähnten Gestein verkörpert. Fig. 7, Taf. VII kennzeichnet ein solches Gebilde genügend, um zu erkennen, wie die gleich auslöschenden und bei der Betrachtung mit dem Gypsblättchen vom Roth 1. Ordnung auch gleich gefärbten Partien bald rechts bald links an der langen, skelettförmigen Bildung liegen. Man könnte dies Zwillingsgesetz, bei dem die parallel liegenden Theile sich durchkreuzen, und das doch nur eine Modification des Albitgesetzes darstellt, das Kreuzalbitgesetz nennen.

Häufig mit dem Albitgesetz verbunden ist das Karlsbader Gesetz. Das Vorhandensein von mehr als zweierlei verschiedenen Auslöschungsrichtungen in einer Feldspathleiste verräth es leicht.

Das Periklingesetz wurde z. B. bei den Feldspathen der Basalte von Wellerode, vom Lammsberg, der Blauen Kuppe, vom Ahnenberg, sehr schön ausgebildet in den in ihren Durchschnitten lappenförmig erscheinenden Plagioklasen der Lieth bei Meensen gefunden.

Es finden sich auch Durchschnitte, die als Zwillingsbildungen nach dem Bavenoer Gesetz sehr wohl gedeutet werden können. Ich habe sie bei Basalten der Lichten Heide, vom Ahnenberg,

---

1) G. Rose, Ueber die Krystallform des Albits v. d. Roc-tourné u. v. Bonhomme in Savoyen. Pogg. Ann. 1865, 125, S. 457.

2) P. Sabersky, Min.-petr. Untersuchung argentinischer Pegmatite. Neues Jahrbuch f. Mineralogie. Beilage-Bd. VII, 1891, S. 359.

der Bramburg, des Backenbergs bei Güntersen, des Teichberges bei Bühren und anderen verzeichnet. Fig. 8, Taf. VII stellt einen solchen Durchschnitt im Basalt vom Ahnenberg dar. Die von vorn nach hinten laufende Leiste ist nach dem Karlsbader und Albitgesetz verzwillingt, wie die in der Fig. 8 durch Schattirung angegebene, verschiedene Auslöschung erkennen lässt. Zwei in der Zeichnung von links nach rechts verlaufende Leisten stehen zu der ersterwähnten in Zwillingsstellung nach dem Bavenoer Gesetz. Die entsprechend schattirten bezw. weiss gelassenen Lamellen löschen zugleich aus, zeigen indess bei der Betrachtung mit dem Gypsblättchen vom Roth 1. Ordnung entgegengesetzte Farbentöne. Oefter zu beobachtende, schiefe Durchdringungen sind wohl auch gesetzmässig, indess die Feststellung des Gesetzes stösst auf nicht bewältigte Schwierigkeiten.

Eine gesetzmässige, parallele, Verwachsung verschiedener Feldspathsorten giebt sich in der Zonenstructur zu erkennen, die bei Plagioklasen der Basalte vom Ahnenberge, des Staufenberges bei Wiershausen, der Bramburg, des Backenberges u. a. beobachtet wurde. Die Zonenstructur ist im Allgemeinen wenig ausgeprägt. Nur bei den andesitischen Basalten vom Ahnenberg wurden Fälle beobachtet, die an die bei Andesiten so häufige, ausgeprägte Art der Zonenstructur erinnerten.

Unter den nachträglichen Veränderungen, welche die Plagioklase erfahren haben, sind solche mechanischer Art von Interesse. Leichte Krümmungen findet man an den Leisten z. B. des Basaltes der Blauen Kuppe. Man könnte sie eventuell auch als Wachsthumserscheinungen auffassen. Deutlicher als mechanische Umformungen zu erkennen sind Knicke in Feldspathleisten, wie sie sich z. B. im Basalt von Wellerode finden und in den Fig. 9 u. 10, Taf. VII dargestellt sind. Die Bruchstellen finden sich gern da, wo Anhäufungen kleiner Augite an den Leisten sich einstellen.

Verwitterungserscheinungen treten nicht oft in bemerkenswerther Weise hervor. Zu erwähnen ist die Einlagerung einer serpentinartigen Substanz im Feldspath, wie sie sich bei Basalten vom Bilstein bei Gross-Almerode, Dransberg, Bruns-

berg u. s. w. findet. Die Serpentinablagerungen folgen gern Sprüngen und Spaltrissen, auch den Zwillingsgrenzen der Lamellen nach dem Albitgesetz. Zuweilen erscheinen selbst grössere fleckenförmige Anhäufungen von Serpentin im Feldspath (Brunsberg).

### Olivin.

Die ursprüngliche Zugehörigkeit vieler unregelmässiger Olivinkörner zu Olivinknollen kann oft mit Recht vermuthet, zuweilen bewiesen werden. Stark undulöse Auslöschung, die beim Olivin der Knollen nicht gerade selten ist, aber beim typischen Basaltolivin kaum beobachtet wurde, deutet darauf hin. Dieselbe wurde z. B. bei Olivinen der Nephelinbasalte vom Burgberg bei Grebenstein, vom Westberg, Hohenberg, der Limburgite vom Desenberg, Maderstein, Blumenberg, Escheberg u. A. gefunden. Selbst ein Zerfall in einzelne Körner kann zuweilen bei grossen, unregelmässigen Olivindurchschnitten festgestellt werden (Hohenberg). Verbindet sich die Erscheinung der stark undulösen Auslöschung fernerhin mit einem Reichthum an Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen, die auf gekrümmten Ebenen liegend den Krystall durchziehen, so wird die Wahrscheinlichkeit der einstmaligen Zugehörigkeit der Olivine zu Olivinknollen noch grösser. In solcher Ausbildung wurden Olivine in den Nephelinbasalten z. B. des Hohenberges, Burgberges bei Grebenstein, Westberges gefunden, desgl. bei dem Feldspathbasalt z. B. des Steinberges bei Meensen. Sicherer ist indess die Deutung der Olivine als ehemalige Knollenbestandtheile, wenn sie noch mit anderen charakteristischen Mineralien der Olivinknollen in Zusammenhang stehen. In Fig. 11, Taf. VII ist ein solcher unregelmässiger Olivindurchschnitt aus dem Nephelinbasalt des Hohenberges abgebildet. An seiner rechten Seite umfasst der Olivin noch einen hellen, monoklinen Augit, der weiterhin im Contact mit dem Basalt röthlichen Augit auf sich niedergeschlagen hat. Der Olivin zeigt undulöse Auslöschung. In ähnlicher Weise mit Bronzit noch verbunden finden sich Olivine im Limburgit vom Maderstein.

Zuweilen sind die unregelmässigen Olivine der Knollen

im Basalt später weitergewachsen. So sind allem Anschein nach Durchschnitte im Limburgit vom Desenberg und Steinberg bei Oberlistingen zu deuten. Fig. 12, Taf. VII stellt einen solchen ergänzten Olivin aus dem erstgenannten Gestein dar.

Der typische Basaltolivin zeigt öfters schöne Formentwicklung, z. B. im Feldspathbasalt vom Lammsberg bei Gudensberg, im Limburgit vom Scharfenstein. Man erkennt $\infty P \breve{\infty}$ (010); $2P\breve{\infty}$ (021); $\infty P$ (110); $\infty P_2$ (120) als hauptsächliche Formen. Zuweilen tritt ein scheinbarer Hemimorphismus in Richtung der Axe b hervor, der ja auch sonst hin und wieder beim Olivin angegeben wird. Fig. 13, Taf. VII giebt einen solchen Fall bei einem eigenthümlich bestäubten Olivin in dem Basalt von Wellerode wieder. Auch beim Feldspathbasalt vom Lammsberg bei Gudensberg, sowie beim Limburgit von Fahrenbusch wurde Derartiges verzeichnet. Schiefe Schnitte z. B. nach $\infty P$ (110) würden ähnliche Figuren liefern. Indess handelt es sich nicht um solche, vielmehr um Durchschnitte nach $\infty P \bar{\infty}$ (100), wie durch die Untersuchung im convergenten, polarisirten Lichte festgestellt wurde. Eine andere Erklärung wäre die, dass durch Spaltung nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) zertheilte Krystalle vorliegen.

Von Zwillingsbildungen wurden Vereinigungen nach $P\breve{\infty}$ (011) und $^1/_2 P\breve{\infty}$ (012) erkannt. Zur Erkennung besonders geeignet sind Schnitte nach $\infty P \bar{\infty}$ (100), welche Fläche den beiden zum Zwilling verbundenen Individuen ausser der Zwillingsebene gemeinsam ist. Man erblickt auf ihr das Curvensystem um die positive Mittellinie mit der Ebene der optischen Axen in 0P (001). Die krystallographischen Axen c der beiden Individuen machen beim ersten Gesetz fast $60^0$, beim zweiten Gesetz fast $30^0$ mit einander. (Die genauen Werthe sind $60^0\ 47'\ 4''$ bezw. $32^0\ 41'\ 18''$.) Zwillinge nach $P\breve{\infty}$ (011) wurden beobachtet im Limburgit vom Hahn, Leucitbasalt vom Nacken, Nephelinbasalt an der Chaussee Daseburg-Dössel, vom Igelsbett, auch im Feldspathbasalt vom Kl. Staufenberg, Kaufunger Wald, nach $^1/_2 P\breve{\infty}$ (012) gleichfalls im Limburgit vom Hahn, vom Scharfenstein und im Nephelinbasalt vom Hohenberg bei Bühne. Es kommen auch beide Gesetze vereinigt vor, so im Feldspathbasalt vom Brackeberg. Dr. Möller fand

das Nämliche beim Limburgit vom Fahrenbusch. Ich habe in Fig. 14, Taf. VII einen solchen Drilling dargestellt (Fahrenbusch). Ein Hauptindividuum trägt einen kleineren Zweig gesetzmässig nach P$\breve{\infty}$ (011) und einen grösseren nach $^1/_2$ P$\breve{\infty}$ (012) verbunden.

Veränderungen der Formausbildung durch magmatische Corrosion ist reichlich zu beobachten Gelegenheit. Indess gaben die bekannten Erscheinungsweisen bei den vorliegenden Gesteinen keine Veranlassung zu einer genaueren Erörterung. Es sei erwähnt, dass die Corrosion zuweilen krystallographischen Ebenen folgt (Vergl. Fig. 3, Taf. VIII).

Es sei an dieser Stelle das Vorkommen kleiner Olivinnester oder Olivinaugen erörtert, die wohl öfter Zeichen für eine vor sich gegangene Umänderung grösserer Olivinkörner in ein Haufwerk kleinerer sind. Es fanden sich diese Olivinnester in den Feldspathbasalten vom Kl. Gudenberg, den Nephelinbasalten vom Burgberg bei Grebenstein, Hohenberg, Gr. Gudensberg, den Limburgiten vom Escheberg, der Schanze bei Gudenberg, Maderstein, Blumenstein, Rohrberg und anderen Fundpunkten. Die Umrandung dieser Nester ist rundlich oder länglich, selten eine geradlinige. Die Fig. 3, Taf. VIII stellt ein eckiges Olivinauge dar. Die Anhäufungen erreichen eine Grösse bis fast $^1/_2$ Millimeter. Der Hauptgemengtheil der Augen ist Olivin, dessen charakteristische Krystallgestalt zuweilen an den Körnern erkennbar ist. Es wurde überdies durch Behandlung mit HCl die Löslichkeit der Kryställchen in Säure festgestellt. Fernerhin zeigen die Verwitterungserscheinungen an den Körnern, dass Olivin und nicht etwa farbloser Augit vorliegt. Ausser Olivin erkennt man in der Ansammlung zuweilen Magnetit, auch braune Glasmassen finden sich zur Ausfüllung der Lücken zwischen den Körnern, wenn auch sonst im Gestein dieser Gemengtheil vorhanden ist.

Durchschnitte, wie einer in Fig. 4, Taf. VIII als Darstellung eines Vorkommens im Limburgit vom Maderstein wiedergegeben ist, und wie sie ähnlich im Nephelinbasalt vom Hohenberg beobachtet sind, weisen darauf hin, dass diese Olivinaugen aus der Auflösung eines unregelmässigen Olivins in einen Körnerhaufen zu Stande kommen. Die grössere Partie des Olivins in

Fig. 4, Taf. VIII ist noch compact. Sie weist durch undulöse Auslöschung und zahlreiche Flüssigkeits- und Dampfeinschlüsse darauf hin, dass der Durchschnitt aus einer Olivinknolle stammt. An einem Ende hat die Abschnürung zu einem Körnerhaufen begonnen. Es ist hieraus zu schliessen, dass wohl auch sonst diese Olivinaugen durch Umkrystallisiren alter Olivinausscheidungen zu Stande kommen, ähnlich wie dies oben bei der Betrachtung der Olivinknollen (S. 26) beschrieben ist. Die Olivine müssen ihre Bestandfähigkeit in dem Magma verloren haben. Ob eine besondere chemische Zusammensetzung die Ursache ist, muss untersucht werden, ist aber wohl wahrscheinlich. Da auch Bronzit zu einem Olivinhaufen umkrystallisiren kann, ist die Möglichkeit einer Entstehung einzelner Olivinaugen aus diesem Mineral ebensowenig abzustreiten, wie die, dass zuweilen auch ursprüngliche, concretionäre Bildungen in den Olivinnestern vorliegen.

Im Limburgit von Escheberg wurde ein Olivin-Augitauge beobachtet. Es ist unregelmässig umrandet und zeigt in einem sehr hellgrünlichen Untergrunde von Augit mit vielen farblosen, unregelmässigen Glaseinschlüssen klare Körner von Olivin. Aehnliche Erscheinungen finden sich im Feldspathbasalt der Malsburg.

Als Einschluss im Olivin erscheint bei den Feldspathbasalten häufig Magnetit. Im Gestein von Wellerode (Unterer Steinbruch) sind die Olivindurchschnitte von dem in feinen Punkten und Strichen auftretenden Mineral ganz erfüllt und erscheinen grau. Bei Nephelinbasalten und Leucitbasalten lässt sich das eingeschlossene Erz durch seine Gestalt und braune Farbe oft als Picotit erkennen. Flüssigkeitseinschlüsse und Luftporen, in der charakteristischen Art auf gekrümmten Ebenen angeordnet, finden sich besonders bei den grösseren, unregelmässigen Durchschnitten, bei denen die Abstammung aus Olivinknollen nicht unwahrscheinlich ist. Indess ist schon oben erwähnt worden, dass sie auch in krystallographisch umrandeten Olivinen sich in derselben Weise vorfinden, so im Feldspathbasalt von Wellerode (oberer Steinbruch), im Nephelinbasalt vom Hohenberg bei Bühne, Westberg, Hohenstein bei Dörnberg, Rettberg, im Leucitbasalt von Sandebeck, im Limburgit vom Nänkel, sodass also ein durchgreifender

Unterschied in der Mikrostructur zwischen dem Olivin der Olivinknollen und dem derBasalte nicht besteht. Glaseinschlüsse haben zuweilen die krystallographische Form des Wirthes auch in unregelmässigen Körnern des letzteren. Man erkennt in solchem Falle an der Lage der Auslöschungsrichtungen die gesetzmässige Orientirung des Einschlusses. Die Glaseinschlüsse sind meist farblos. Die Limburgite von Burghasungen und Desenberg, die in der Grundmasse braunes Glas führen, zeigen gleichgefärbte Glaseinschlüsse im Olivin. Farblose, schlauchförmige Glaseinschlüsse sind beim Olivin des Feldspathbasaltes der Malsburg verzeichnet.

Die näheren optischen Eigenschaften des Olivins wurden an unregelmässigen Olivinkörnern aus dem Limburgit vom Maderstein bei Gudensberg vorgenommen. Es ergab sich

$$2\,Ha = 104^{0}\,29' \text{ für Natriumlicht}$$
$$2\,Ho = 109^{0}\,23' \text{ » »}$$

gemessen mit Hülfe von Olivenöl. Die Dispersion der optischen Axen ist sehr gering. Durch Beobachtung der Farbenvertheilung der Axenbilder an den Hyperbelästen, sowie der geringen Verschiebung der letzteren bei Beleuchtung mit verschiedenen Lichtsorten wurde die Dispersion als $\rho < \upsilon$ um die erste, positive und als $\rho > \upsilon$ um die zweite Mittellinie festgestellt. Der wahre, innere Winkel der optischen Axen ergiebt sich zu

$$2\,Va = 88^{0}\,11'\,6'' \text{ für Natriumlicht}$$

und der mittlere Brechungsexponent

$$\beta = 1{,}6808 \text{ für Natriumlicht, bei } 23^{0}\text{ C.}$$

Die beim Olivin etwas ungewöhnliche Erscheinung des »Pleochroismus« bietet sich verschiedentlich dar. Ausgezeichnete Beispiele liefert der Nephelinbasalt vom Burgberg bei Grebenstein in Stücken, bei denen der Olivin makroskopisch roth erscheint. In den Dünnschliffen bemerkt man, dass der Olivin erfüllt ist von einem röthlichen und bräunlichrothen Staub, indess in verschiedenem Grade. Einzelne Olivine sind von feinem Staube so voll, dass die Olivinsubstanz kaum sichtbar ist. Andere bergen die rothen Körperchen in nicht so grosser Fülle, und wieder andere zeigen einen Wechsel der Erfüllung insofern, als Streifen dichter und feinerer Bestäubung mit einander abwechseln. Zuweilen ist

auch eine fleckenweise Anhäufung des Staubes wahrzunehmen. Bei diesen bestäubten Durchschnitten hat es zunächst den Anschein, als sei der Olivin die pleochroitische Substanz. Häufig lässt sich indess erkennen, dass die Einlagerungen es sind, die den pleochroitischen Farbenwechsel hervorrufen. In zahlreichen Olivindurchschnitten liegen nämlich die Einlagerungen vereinzelt in geringer Anzahl, aber beträchtlicherer Grösse. Bei Anwendung schwacher Vergrösserung machen auch sie den Eindruck, als sei der Olivin erheblich pleochroitisch. Bei Benutzung scharfer Systeme erkennt man indess sehr deutlich, dass der Olivin gleichmässig hell beim Tischdrehen bleibt, die Einlagerungen indess einen kräftigen Pleochroismus zwischen blutrothen und gelblichrothen Tönen aufweisen. In extremen Fällen sieht man deutlich, dass die rothen Massen Blättchen nach Art des Eisenglimmers darstellen, und für Eisenglanz möchte ich deshalb diese Producte halten. Krystallographische Umrandung habe ich an den Blättchen nicht bemerkt. Sie liegen parallel im Olivin und zwar so, dass ihre durch Pleochroismus verursachten Hell- und Dunkellagen mit den Auslöschungslagen der Olivine zusammenfallen.

Es wurde an charakteristischen Durchschnitten gefunden, dass die Einlagerungen (bei schwachen Vergrösserungen mithin scheinbar der ganze Olivin) auf Schnitten nach 0 P (001) des Olivins im dunkleren Farbenton erschienen, wenn ä des Olivins mit der Polarisationsebene P des angewandten Nicols zusammenfiel, auf $\infty P \breve{\infty}$ (010) des Olivins, wenn gleichfalls ä mit P parallel ging. Auf $\infty P \bar{\infty}$ (100) des Olivins ist die Erscheinung wenig drastisch. Der dunklere Farbenton trat ein, wenn Axe c mit P dieselbe Lage hatte. Dort, wo die Einlagerungen als feiner Staub erscheinen, tritt das Nämliche auf. Man muss also annehmen, dass auch dort die feinen Pünktchen parallel untereinander liegen. Zwischen den staubförmigen und deutlich blättrigen Einlagerungen fehlen die Uebergänge nicht, sodass beide als die nämliche Substanz anzusehen sind.

Das in Rede stehende Erz macht den Eindruck eines Verwitterungsproductes, zumal dann, wenn es am Rande der Olivindurchschnitte besonders reichlich als dunkler Rahmen erscheint.

Auch in einem Stück des Nephelinbasaltes vom Hohenberg bei Bühne finden sich die nämlichen Verhältnisse, wenngleich nicht in der ausgezeichneten Ausbildungsweise wie beim Basalt vom Burgberg bei Grebenstein.

Für gewöhnlich stellt sich die Verwitterung des Olivins anders, nämlich unter Ausscheidung von Serpentin oder seltener Kalkspath dar. Bezüglich der vielbesprochenen Serpentinisirung möchte ich erwähnen, dass öfters in den untersuchten Basalten auch der Serpentin zum Olivin eine orientirte Lage hat, insofern als beide zusammen auslöschen. Der Pleochroismus in dunkelgrünen und gelbgrünen Tönen ist zuweilen sehr kräftig und nach der bekannten Art des Glimmerpleochroismus orientirt.

Zuweilen geht die Serpentinisirung nach krystallographischen Flächen vor sich. Sehr gut kann man beim Olivin z. B. der Feldspathbasalte vom Staufenberge bei Wiershausen, vom Ahlberg u. a. gewahren, wie die Verwitterung neue Flächen 2 P$\breve{\infty}$ (021) herausarbeitet. Es ist dies eine analoge Erscheinung zu der magmatischen Corrosion nach bestimmten Ebenen. Auch bei diesem Process erkennt man zuweilen, wie die neu durch Corrosion herausgebildeten Flächen 2 P$\breve{\infty}$ (021) entsprechen. Verwitterung von Olivin zu Kalkspath findet sich in vorzüglicher Weise beim Feldspathbasalt aus dem Auschnippethal, sehr deutlich auch beim Limburgit vom Rosenberg.

### Augit.

Zwei Generationen von Augit lassen sich nicht immer unterscheiden. Es fehlt der Gegensatz zwischen Einsprenglingen und Grundmassenaugit bei den nicht seltenen, hypidiomorph körnigen Feldspathbasalten. Bei den porphyrischen Ausbildungen fehlen Augiteinsprenglinge oder treten wenigstens sehr zurück bei den Feldspathbasalten z. B. vom Warpel, der Spitze des Heiligenberges, vom Hängelsberg, dem Nephelinbasalt vom Igelsbett, den Limburgiten vom Schweinsbusch, Eckenstein. Bei den untersuchten Leucitbasalten waren stets Augit und Olivin als Einsprenglinge vorhanden.

Einsprenglingsaugit. Die Einsprenglinge bergen zuweilen Kerne von grünem oder auch fast farblosem Augit, die man wohl mit zu den ältesten Ausscheidungen rechnen muss. Sie sind verrundet, später weitergewachsen, indem die für den Basalt normale Augitsubstanz sich in krystallographischer Parallelstellung auf ihnen niederschlug. Diese bekannten Erscheinungen finden sich z. B. beim Feldspathbasalt der Malsburg, des Kleinen Gudenberges, vom Habichtsstein und Helfenstein, vom Kammerberg, beim Nephelinbasalt vom Wachenköpfel, Grossen Gudenberg, dem Leucitbasalt vom Lammersberg, den Limburgiten vom Häuschenberg, Burghasungen, Junkerskopf, aus welch' letzterem Gestein Fig. 5, Taf. VIII einen Fall darstellt. Oft enthält der grüne oder farblose Kern Flüssigkeitseinschlüsse und Gasporen, die im Mantel vermisst werden. Beim Feldspathbasalt vom Habichtsstein wurde im grünen Augitkern ein Einschluss eines 0,3 Millimeter langen und 0,13 Millimeter breiten, bestäubten, pleochroitischen Apatits gefunden, der in dieser Erscheinungsart dem Gestein sonst fremd ist. Beim Vergleich der Auslöschungsrichtungen von Kern und Rand zeigt sich, wenn man den Winkel zwischen der kleineren in der Ebene des Durchschnittes liegenden Elasticitätsaxe und den parallelen Spaltrissen nach dem Prisma berücksichtigt, dass der Kern eine grössere Schiefe der Auslöschung besitzt als der Mantel. Der Pleochroismus der grünen Kerne ist besonders auf Querschnitten ein beträchtlicher. Es sei als Beispiel ein grüner Augit im Limburgit vom Junkernkopf erwähnt. Ein Längsschnitt mit parallelen Spaltrissen und einer eingeschalteten Zwillingslamelle ergab im grünen Augitkern auf letzterer und dem übrigen grünen Theil des Augites eine symmetrisch entgegengesetzt liegende Schiefe der Auslöschung; der Schnitt ist also wohl ziemlich genau nach $\infty P \grave{\infty} (010)$ getroffen. $c : \mathfrak{c}$ ist $53^0$. Der Pleochroismus liefert in den extremen Lagen einen moosgrünen und gelblichgrünen Farbenton. Ersterer erscheint, wenn $\mathfrak{c}$ parallel der Polarisationsebene des angewandten Nicols verläuft, letzterer in der dazu senkrechten Lage. Umrandet wird der grüne Kern von einem hellen, leicht röthlich gefärbten Saum. Bei

ihm ist c : c = 45⁰, sodass also Hauptkrystall und Zwillingslamelle, die auch in den helleren Mantel übergeht, in der Randpartie des Augites zusammen auslöschen, da ja sowohl c : c wie c : a = 45⁰ ist. Ein Querschnitt von Augit in demselben Schliff zeigte den grünen Augitkern mit kräftigem Pleochroismus, und zwar erschien der Kern dunkelmoosgrün, wenn die Ebene der optischen Axen parallel zur Polarisationsebene des angewandten Nicols stand, hell gelblichgrün in der dazu senkrechten Lage. Der gewöhnliche Einsprenglingsaugit der Basalte besitzt violette, lichtröthliche oder gelbliche Farben. Letztere erscheinen besonders bei Nephelinbasalten. Recht bemerkenswerth ist die beim röthlichvioletten Augit des doleritischen Basaltes von Schwalbenthal am Meissner gefundene theilweise Umlagerung durch einen tiefgrünen Augit, der sich auch wohl gesondert in einzelnen Fetzen in der Zwischenklemmungsmasse des Basaltes findet und nach seiner Farbe, geringen Schiefe der Auslöschung, wobei Axe a sich der Längsrichtung anlegt, ein ägirinartiger Augit ist.

Die bekannte Formentwicklung der Augite ist zuweilen recht deutlich, z. B. beim Feldspathbasalt der Malsburg. Zuweilen ist der Umriss ein feinzackiger, so öfters bei Nephelinbasalten. Es kommt dann vor, dass eine Einschlusszone krystallographische Umrisse bezeichnet. Ueber diese hinaus ist der Krystall unregelmässig weitergewachsen, analog den Verhältnissen in Fig. 3, Taf. VI. Dieser Rand entstammt wohl der Zeit der Ausscheidung von Grundmassenaugit, der bei Nephelinbasalten öfters ein zerfressenes Aeussere hat. Meist ist die Form eine gedrungene. Lang gestreckte Nadeln kommen z. B. im olivinfreien Basalt von Gottsbüren vor. Verschiedentlich sind sie an 3 Millimeter lang und nur 0,07 Millimeter breit. Ohne Formentwicklung trifft man den Augit bei Basalten mit ophitischer Intersertalstructur, bei denen der Gegensatz zwischen Einsprenglingen und Grundmasse fehlt, so bei olivinfreien Feldspathbasalten von Polier, Amelieth, dem Hasenbeutel. Zwillingsbildungen nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) kommen vor. Besonders bei Augiten von Nephelinbasalten (z. B. Burgberg bei Grebenstein, Hohenberg) ist der Aufbau polysynthetisch. Bei einem Augit im Nephelin-Melilithbasalt vom Westberg wurden

26 eingeschaltete Lamellen gezählt. Knäuelförmige Verwachsungen beobachtet man z. B. im Feldspathbasalt vom Tannenwäldchen bei Meensen, im Nephelinbasalt vom Hohenberg, im Limburgit vom Lotterberg. Bemerkenswerth sind Verwachsungen von Augit und Plagioklas, wie man sie im Gestein der Sababurg und von Gottsbüren findet. Diese olivinfreien Feldspathbasalte führen grobe Strahlen von Plagioklas und auch von monoklinem Augit. Die Längsrichtungen beider Mineralien liegen parallel. Man findet Strahlen von Feldspath in Augit und auch Streifen von Augit in Feldspath.

Einschlüsse im Einsprenglingsaugit fehlen selten, so indess im Feldspathbasalt des Brackeberges (auch der Olivin ist hier sehr rein), des Backenberges, Dransberges. Glaseinschlüsse sind häufig. Sehr reichlich sind sie vorhanden in Augiten der Feldspathbasalte vom Kammerberg, der Malsburg. In letzterem Gestein erscheinen Augite durch massenhaft eingeschlossenes Glas zuweilen fast wie aufgelöst. Es kommt vor, dass farblose Glaseinschlüsse in Augiten liegen, während das Grundmassenglas braun ist (Kammerberg). Auch trifft man grössere braune und kleine farblose Glaseinschlüsse im selben Krystall (Feldspathbasalt der Malsburg, Limburgit vom Junkernkopf). Die Erklärung dürfte in den vorliegenden Fällen darin zu suchen sein, dass die kleineren Glaseinschlüsse von dem wachsenden Krystall entfärbt wurden. Die jetzige Glassubstanz wurde natürlich als flüssige Masse eingeschlossen, und der wachsende Krystall entnahm auch aus diesem kleinen Magmentheilchen sein Material. Die kleineren Einschlüsse wurden hierbei entfärbt, die grösseren nicht oder nicht völlig. Flüssigkeitseinschlüsse kommen im Augit des groben Feldspathbasaltes vom Meissner zuweilen als schlauchförmige, auf gekrümmten Ebenen zahlreich vereinigte Gebilde vor, ähnlich in den helleren, mittleren Theilen der Einsprenglingsaugite in den Nephelinbasalten vom Hohenberg, Hohenstein u. A. Man kann zuweilen beobachten (Hohenberg), wie diese Schaaren von Flüssigkeitseinschlüssen scharf an dem gelblichen Rande der Krystalle absetzen, welcher den helleren Kern umgiebt. Zur Zeit der Bildung des jüngeren, gelben Mantels waren die Bedingungen für das

Zustandekommen von Flüssigkeitseinschlüssen nicht mehr gegeben. Flüssigkeitseinschlüsse, auch verbunden mit Luftporen, sind in den Augiten der Limburgite (Maderstein, Schaumburg) verzeichnet. Im Gegensatz zu den Flüssigkeitseinschlüssen finden sich Mineraleinschlüsse bei den Nephelinbasalten ganz besonders in den Randzonen der Augite. Sehr hübsche, farblose Hauyne, die in Folge ihrer geringen Grösse körperlich im Schliff liegen und $\infty$O (110) deutlich erkennen lassen, findet man in den Randschichten der Augite der Nephelinbasalte vom Hohenberg, Burgberg bei Grebenstein, des Melilith-Nephelinbasaltes vom Westberg. Als Einschlüsse im Augit sind ferner Magnetit und Apatit (Meissner) vermerkt.

Bei der Betrachtung der optischen Verhältnisse fällt in seltenen Fällen als abnorme Erscheinung eine ausserordentlich starke, undulöse Auslöschung auf, welche man besonders deutlich bei dem nach Art des Diabasaugites zwischen den Feldspathleisten abgelagerten Augit der olivinfreien Feldspathbasalte vom Stollen am Ahnenberg und 1 Kilometer nordnordwestlich Amelieth beobachten kann. Solche Durchschnitte zeigen Auslöschungsverschiedenheiten von 50° und mehr. Die Auslöschung läuft wie eine Welle über sie hinweg. Von den Einsprenglingsaugiten im Feldspathbasalt vom Gr. Steinberg im Kaufunger Wald, hat bereits Fromm[1]) Aehnliches beschrieben. Man sollte vermuthen, in diesen Augiten durch Druckwirkungen deformirte Krystalle vor sich zu haben. Zwar zeigen die übrigen Gemengtheile, wie Olivin, keine deutlichen, unzweideutigen Anzeichen für stattgehabte Druckwirkungen. Man müsste hiernach annehmen, dass der Augit besonders geeignet für solche mechanische Umänderungen sei. Bezüglich der sonstigen optischen Verhältnisse des Einsprenglingsaugites, der Zonenstructur, Sanduhrformen u. s. w. traten keine Besonderheiten hervor.

Chemische Umänderungen sind selten. Bemerkenswerth ist die Umwandlung des monoklinen Augits im Feldspathbasalt

---

[1]) O. Fromm, Petrogr. Untersuchungen v. Basalten aus d. Gegend v. Cassel. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges., 1891, S. 51.

vom Ahnenberg, in dem Kalkspath sich randlich um Augit und auf Spalten in demselben findet. Die Augitreste sind zackig begrenzt.

Augit der Grundmasse. Die Form der Kryställchen ist zuweilen eine regelmässig krystallographische (z. B. Feldspathbasalte vom Warpel, Backenberg). Bei anderen (z. B. Feldspathbasalt vom Schöneberg) tritt diese Form $\infty P$ (110); $\infty P \bar{\infty}$ (100); P (111) verrundet auf, und bei wieder andern besteht der Grundmassenaugit aus rundlichen und länglichen Körnern (z. B. Feldspathbasalt vom Heiligenberg, Brunsberg). Besonders bei Nephelinbasalten (z. B. Burgberg bei Grebenstein, Hohenberg, Igelsbett, Rettberg) ist die unregelmässige Gestalt der dann gelblichen, kleinen Augite gewöhnlich. Ihr Umriss ist hier eigenthümlich gefranst und vielfach unregelmässig gezackt. Besonders eigenthümlich sind skelettförmige Bildungen, die sich in vorzüglicher Schönheit nach Dr. MÖLLER's und meinen Beobachtungen in den olivinfreien Feldspathbasalten der Forstorte Kehreiche und Puppengehege bei Gottsbüren finden. Sie ähneln dort sehr den granophyrischen Büscheln der Quarzporphyre, bestehen aus feinstrahligen, wedelartigen Bildungen, die von feinen Feldspathfasern, die mit ihnen parallel laufen, untermischt, von feinen Erztheilchen bestäubt sind, und von denen Fig. 6, Taf. VIII eine Vorstellung giebt. Besonders merkwürdig sind noch verschiedentlich vorkommende lange, schmale Strahlen (Fig. 15, Taf. VII) von etwa 0,5 Millimeter Länge und 0,01 Millimeter Breite. Sie bestehen aus einzelnen, scheinbar nicht in Verbindung stehenden, aber wie die Auslöschung zeigt, parallelen Theilen, oft von H-Form, auch von zahnähnlicher oder fransenförmiger Gestalt. Sie sind fast farblos oder leicht gelblich. Ihre Schiefe der Auslöschung ist beträchtlich. Zuweilen sind diese Strahlen gebogen oder wie geknickt, löschen dann aber doch in ihren einzelnen Theilchen meist parallel, hin und wieder undulös aus. Diese eigenthümlichen Bildungen durchziehen in wechselnden Richtungen wie Stäbe die büschelige Grundmasse des Gesteins. — Anders gestaltete Augitskelette sind in den glasreichen Limburgiten (Burghasungen, Junkernkopf, Nänkel, Schreckenstein u. s. w.) zu beobachten. Es sind Säulchen, deren

Ecken in stachelige oder dolchförmige Fortsätze auslaufen. Häufig liegen die Stacheln abgebrochen oder durch den Schliff abgetrennt für sich im Glase oder zeigen ihre Zugehörigkeit zu den kleinen Augiten noch durch Reste der letzteren, an denen sie wie die Scheeren eines Krebses an einem Arme sitzen. Die stacheligen Fortsätze erscheinen zuweilen als aus zahlreichen, perlschnurartig aneinander gereihten, globulitischen Körnern bestehend, und meist tritt eine peitschenförmige Biegung der Fortsätze ein. Durch secundäre, feine Aestchen gewinnen letztere nicht selten ein rauhes Aeussere, sodass sie wie in Eisenfeilspähne getauchte Magnete aussehen. Die erwähnten, krystallitischen Fortsätze weisen darauf hin, dass bei vorliegenden Basalten, wie auch sonst, Augitsubstanz zum Theil die Krystalliten aufbaut. Die Grösse der Augitskelette mag durchschnittlich 0,02 Millimeter und 0,005 Millimeter in Länge und Breite betragen. Am zierlichsten pflegen diese Bildungen in grösseren Glasanhäufungen und auch in diesen wiederum am charakteristischsten in den mittleren Theilen der letzteren zu erscheinen.

Die Farbe des Grundmassenaugites ist auch bei denselben Basaltarten verschieden. Bei den Feldspathbasalten trifft man sehr helle (Sesebühl, Staufenberg), schwach gelbe (Schorn), gelbliche (Blaue Kuppe), röthlichgelbe (Wellerode, oberer Steinbruch), auch ausgeprägt violette (zwischen Ittersberg und Lammsberg). Bei den Nephelinbasalten herrscht der gelbliche Farbenton; selten sind die kleinen Augite mehr röthlich (Gr. Gudenberg). Bei den Leucitbasalten habe ich weder stark gelbliche noch violette Grundmassenaugite gesehen, die meist ausserordentlich kleinen Kryställchen sind recht licht mit leichten Nüancen nach Gelb und Röthlich. Hingegen kommen bei den Limburgiten recht helle (Blaue Kuppe) und auch gelblichröthliche (z. B. Desenberg) vor. Bemerkenswerth ist die verschiedene Farbe des Grundmassenaugits im Limburgit vom Hahn. Das Gestein enthält in ausserordentlich grosser Anzahl sehr winzige Augite von heller, leicht gelblichröthlicher Farbe. In schlierigen Zügen, reich an Titaneisenblättchen, findet sich der Augit in grösseren Krystallen und zwar von bemerkenswerther, violetter Farbe und (auf Querschnitten)

mit ausgeprägtem Pleochroismus in violetten und gelblichen Tönen. Das reichliche Vorhandensein von Titaneisen in den Schlieren lässt vermuthen, dass auch die violetten Augite durch eine Titanverbindung gefärbt sind.

Bezüglich der »Augitaugen« wird bei der Besprechung der Einschlüsse berichtet werden. Die sonstigen Verhältnisse des Grundmassenaugits (Zwillingsbildung, Zonenstructur, Sanduhrform u. s. w.) geben keine Veranlassung zu einer besonderen Besprechung.

### Rhombischer Augit.

In vorzüglicher Schönheit kommt solcher Augit in den olivinfreien Feldspathbasalten des Reinhardswaldes vor. Er ist bei ihnen in der Litteratur von der Sababurg erwähnt[1]). In den betreffenden Basalten (aus den Forstorten Kehreiche und Puppengehege bei Gottsbüren und von der Sababurg) erscheint er makroskopisch wie Olivin. Eine genauere Untersuchung liess Dr. Möller seine Augitnatur erkennen. Er bildet makroskopisch ölgrüne Körner und Leisten von nicht selten 5 Millimeter, zuweilen selbst 1 Centimeter Länge. Die Breite bleibt unter 1 Millimeter. Kochende Schwefelsäure greift ihn nicht an. U. d. M. zeigt er sich in dünnen Schliffen farblos, höchstens schwach gelblich. Sein Pleochroismus ist gering. Dickere Längsschnitte sind sehr licht röthlich, wenn die Axe c mit der Polarisationsebene des angewandten Nicols zusammenfällt, sehr licht grünlich in der dazu senkrechten Lage. Die Doppelbrechung ist, wie immer, gering, der optische Charakter in der Längsrichtung positiv. Krystallographische Begrenzungen sind selten. Auf Querschnitten beobachtet man zuweilen $\infty P \bar{\infty} (100)$ und $\infty P (110)$. Meist sind die Umgrenzungen nur auf kurze Strecken geradlinig, oft durch von der Seite in die Augitsubstanz eingreifende Feldspathleisten unregelmässig oder sonst verrundet. Abgesehen von den Plagioklasen ist die Augitsubstanz recht rein. Sehr häufig ist der rhombische Augit mit monoklinem verwachsen. Die Längsrichtungen haben beide gemeinsam, die Ebenen ihrer optischen Axen stehen auf einander senkrecht.

---

[1]) cf. Rosenbusch, Mikrosk. Physiographie d. massigen Gesteine, 1887, S. 710.

In ganz ähnlicher Weise, aber vereinzelter, kommen grosse Durchschnitte von hellem, rhombischen Augit in dem olivinfreien Basalt vom Ahnenberg vor. Auch hier ist die Substanz recht rein. Sie umschliesst Plagioklas und ist mit monoklinem Augit verwachsen. Der rhombische Augit macht wie bei dem Reinhardswalder Basalt den Eindruck eines normalen Gemengtheils. Nicht so bei einzelnen anderen Vorkommnissen, z. B. dem des Feldspathbasaltes vom Kl. Gudenberg. Schon der Reichthum dieser Durchschnitte an Schaaren von Flüssigkeitseinschlüssen (auch mit beweglicher Libelle) macht es wahrscheinlich, dass hier Bestandtheile von Olivinknollen vorliegen. Die klaren, farblosen Durchschnitte sind von leicht gefärbtem, monoklinen Augit umwachsen, der sich aus dem Basaltmagma auf den Kernkrystallen niederschlug.

## Nephelin.

In scharfer Formentwicklung findet sich das Mineral, wo es in reichlichem Glase eingebettet vorkommt, so in Durchschnitten bis 0,15 Millimeter lang und 0,09 Millimeter breit, von rechteckiger und hexagonaler Form, in den Glasbuchten des Limburgites von Burghasungen. Die Krystalle ragen vom Rande der Glasmassen in letztere hinein. Der Mangel des Oberflächenreliefs, der sie von Apatit unterscheidet, lässt sie in dem braunen Glasgrunde fast wie Löcher erscheinen. An Einschlüssen führen sie hin und wieder winzige Augitkryställchen. Von ähnlicher Schärfe der Ausbildung, aber von geringeren Dimensionen, wurden sie in braunen Glassträhnen des nephelinhaltigen Gesteins von Daseburg-Dössel verzeichnet. In den eigentlichen Nephelinbasalten ist die Formentwicklung meist nicht besonders ausgeprägt. Doch ermöglicht die Betrachtung mit dem Gypsblättchen vom Roth 1. Ord. es öfters, die einzelnen, zusammengelagerten Kryställchen in ihrer Gestaltentwicklung zu erkennen. Bei grösserer Flächenerfüllung durch einzelne Krystalle, wie sie sich zuweilen beim Nephelinbasalt vom Hohenberg findet, kann die Spaltbarkeit des Nephelins wohl erkannt werden.

Da keine weiteren Besonderheiten des Nephelins beobachtet wurden, kann füglich auf eine nähere Beschreibung verzichtet

werden. Bei der Eintheilung der Gesteine ist bei einem etwaigen geringen Nephelingehalt der Feldspathbasalte eine Ausgliederung solcher Gesteine als Tephrit nicht gemacht.

### Melilith

findet sich im Basalt vom Westberg bei Hofgeismar in solcher Menge, dass dies zugleich Nephelin-führende Gestein als Nephelin-Melilithbasalt bezeichnet werden kann. Die leistenförmigen Melilithdurchschnitte sind randlich unregelmässig durch ausgezackte Contouren begrenzt. Ihre Länge beträgt etwa 0,15—0,20 Millimeter. Sie polarisiren in graublauen Tönen und sind negativ doppelbrechend.

Im Nephelinbasalt vom Hohenberg tritt Melilith in ungleicher Vertheilung auf. Auch seine Grössenverhältnisse wechseln. Oefters ist er verwittert und zu gelblichen Massen ohne deutliche Wirkung auf polarisirtes Licht umgewandelt. Sie lassen die Pflockstructur zumeist noch gut erkennen.

### Hauyn

fand sich in den Nephelinbasalten, z. B. vom Hohenberg, Hüssenberg, dem Nephelin-Melilithbasalt vom Westberg, dem Leucitbasalt von Sandebeck, zuweilen im Limburgit der Blauen Kuppe. Im Basalt vom Hohenberg kommt er in bester Formentwicklung als $\infty$ 0 (110) in den schlackigen Gesteinen vor. Scharfe Sechsecke sind nicht selten, öfters zeigen die Durchschnitte auch rundliche Einbuchtungen. Die Farbe der Krystalle ist ein Braun, häufig sind sie im Inneren heller als am Rande, auch farblose und bläuliche Innentheile kommen öfters vor. Der braune Saum umkleidet auch den Rand der Einbuchtungen in die Krystalle. Sind diese Einbuchtungen Folge magmatischer Resorptionen, so wäre mit VOGELSANG zu schliessen, dass die Herausbildung des braunen Randes der Hauyne nach erfolgter Resorption zu Stande gekommen ist; denn wäre der braune Rand früher vorhanden gewesen, als die Resorptionen eintraten, so würden die Einbuchtungen den braunen Saum unterbrechen müssen.

In dem festen, nicht schlackigen Gestein desselben Fund-

punktes (Hohenberg) kommt der Hauyn nicht in scharfer Formentwicklung vor. Er verschwimmt mit seinen Rändern gewissermaassen in den umgebenden Massen. Seine Bestäubung und seine Strichsysteme machen auf ihn aufmerksam.

Aehnlich ist seine Erscheinung bei anderen Nephelinbasalten (z. B. Igelsbett). Zu erwähnen ist, dass man ihn ausser diesen unregelmässigen Durchschnitten noch regelmässig begrenzt zuweilen im selben Schliff findet, wo er als Einschluss in Augit auftritt. In diesem Mineral sind die eingeschlossenen Hauyne zuweilen so klein, dass sie körperlich im Schliff liegen und beim Heben und Senken des Mikroskoptubus deutlich ein zierliches farbloses $\infty$ 0 (110) erkennen lassen. In gleicher Weise erscheint er auch im Melilith (Westberg). Im Gegensatz zu diesen klaren Krystallen stehen die, welche fast in ihren ganzen Durchschnitten durch Einlagerungen schwarz erscheinen und zuweilen wie Magnetit aussehen (Hüssenberg) oder doch nur eine schmale, klare Aussenzone um einen schwarzen Kern zeigen (Westberg).

Im Leucitbasalt von Sandebeck bemerkt man Hauyn in oft sehr scharfen, braunen Durchschnitten. Durch einseitige Verlängerung der Sechsecke sehen viele auf den ersten Blick wie Apatite aus.

Zahlreiche Hauyne in gewissen Limburgiten der Blauen Kuppe bei Eschwege sind farblos mit Einlagerungen schwarzer Strichsysteme.

## Leucit.

Die Leucitbasalte des in Rede stehenden Gebietes enthalten den Leucit durchweg in sehr versteckter Weise. Seine Bestimmung ist durch seine wenig scharfe Form und geringe Grösse sehr erschwert, zumal er meist nicht reichlich in dem Gewirr der sehr kleinen Grundmassenaugite erscheint. Die Leucite zeigen sich in den Dünnschliffen als klare, tropfenartige Gebilde, deren rundlicher Rand durch übergreifende Augite der Grundmasse verhüllt erscheint. Meist machen concentrisch eingelagerte oder central angehäufte Einlagerungen von Erz oder Augitpartikelchen zunächst auf ihn aufmerksam. Verhältnissmässig am deutlichsten

erkennbar ist der Leucit in einem limburgitischen Gestein vom Rosenberg. Seine Vertheilung im Gestein, ja selbst in der Ebene desselben Dünnschliffes, ist eine sehr unregelmässige. Während einzelne Stellen eines solchen vom letztgenannten Gestein ihn ganz vermissen lassen, häuft er sich in anderen derart an, dass z. B. auf $^{1}/_{10}$ Quadratmillimeter 25 Kryställchen gezählt wurden. Die Leucite liegen theils einzeln; häufig haben sie sich zu zweien und mehreren, ja zu Gruppen von 30—40 Stück vereinigt und erscheinen wie zusammengebacken. Die grösseren gehen in ihrem Durchmesser meist nicht über 0,07 Millimeter hinaus, im Durchschnitt sind die Kryställchen des erwähnten Limburgits vielleicht 0,04 Millimeter gross. Doppelbrechungserscheinungen fehlen bei diesem wie bei den anderen Vorkommnissen.

Der Leucit findet sich öfters mit Nephelin zusammen in den Gesteinen, und zwar wechseln die Mengenverhältnisse dieser Mineralien im selben Vorkommen beträchtlich, wie dies bei den Gesteinen vom Nacken bei Gudensberg, vom Wattberg, Rosenberg, Lammersberg beim Vergleich der verschiedenen Schliffe desselben Vorkommens auffällt. Diese ungleiche Vertheilung des Leucits erklärt die abweichenden Angaben verschiedener Beobachter über dasselbe Gestein, z. B. den Basalt vom Hohenberg bei Bühne, in dem Zirkel Leucit angiebt, während H. Rosenbusch und der Verfasser dies Mineral in dem Gesteine nicht fanden.

### Biotit

wurde öfters, auch in Feldspathbasalten (Ahlberg, Backenberg, Blaue Kuppe, Kalbe (Meissner), verzeichnet. Er sitzt gern in Gestalt kleiner, unregelmässiger Lappen am Eisenerz.

### Apatit.

Seine dünnen Nadeln erblickt man in den verschiedenen Gesteinen in recht wechselnden Mengen. Bei den Feldspathbasalten z. B. habe ich ihn vermisst in Dünnschliffen des Basaltes vom Brackeberg, sehr spärlich ist er im Gestein der Sababurg, des Hängelsberges, während er z. B. in Basalt vom Dransberg, der Grefischen Burg, des Backenberges, Ahlberges recht reichlich

ist und zuweilen dicke Büschel von Nadeln bildet. Selbst an einem Vorkommen wechselt seine Menge nach den Schliffen, wie z. B. der Feldspathbasalt der Blauen Kuppe zeigt. Seine Krystalle sind zumeist zarte Nadeln. Derbe klare Säulen kann man bei grobkörnigen Gesteinen, z. B. des Meissner, beobachten. Sehr grosse, dicke (bis 0,30 Millimeter lange und 0,13 Millimeter breite) bestäubte Apatite mit deutlicher Absorption $e > o$ finden sich vereinzelt, wie bereits Fromm[1]) berichtet, in den grünen Kernen der Augiteinsprenglinge des Feldspathbasaltes vom Habichtsstein bei Bodenhausen. Es sind abnorme Bestandtheile des Basaltes. Besonders bei limburgitischen Gesteinen strahlen die Nadeln nicht selten in zwei lange, gerade Zinken aus, sodass Krystallskelette vorliegen. Wachsen diese Zinken wieder zusammen, so entstehen Krystalle mit einer »Seele«, d. h. einem cylindrischen, der Längsrichtung der Apatite angepassten Einschluss. Die Quergliederung der Nadeln ist eine häufige Erscheinung. Zuweilen lassen sich auch kleine Verwerfungen der Theilstücke an einander beobachten. Da die Theilchen noch nahe bei einander liegen, so ist die Quergliederung, wie die vollständige Trennung der Nadeln in Theilstücke wohl erst in der letzten Periode der Gesteinsbildung vor sich gegangen. Es lässt sich vermuthen, dass gerade beim schliesslichen Erkalten des Gesteins in Folge der eintretenden Contraction der sich abkühlenden Gesteinsmasse Druckwirkungen auf die Gesteinsgemengtheile sich äussern werden, die besonders bei lang säulenförmigen Krystallen, wie Apatit, zu Quergliederungen und Zerreissungen führen, da die Nadeln, eingebettet in andere Krystalle, sich nicht gleichmässig mit letzteren zusammenziehen werden.

Magnetit

hat eine weitgehende Verbreitung in den Gesteinen. Wenngleich zumeist in gewöhnlicher Ausbildung, bietet er in selteneren Fällen jedoch auch zierlichste Skelettform dar (z. B. Sababurg). Zuweilen lassen sich die zahlreichen Kryställchen desselben Schliffes in Gruppen

[1]) O. Fromm, Petrogr. Unters. von Basalten aus d. Gegend von Cassel. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1891, S. 62.

grosser und sehr viel kleiner Individuen unterscheiden, so z. B. im Nephelinbasalt vom Igelsbett, Limburgit von Burghasungen und im Feldspathbasalt vom Weissholz. So kann man im letztgenannten Gestein eine Gruppe Magnetite von 0,015—0,08 Millimeter Durchmesser von einer weit individuenreicheren trennen, deren Krystalle durchschnittlich nur 0,005 Millimeter gross sind. Dass in solchen Fällen zwei ihrer Entstehungszeit nach verschiedene Generationen vorliegen, ist natürlich hieraus nicht sicher zu schliessen. Dass jedoch die Abscheidung von Magnetit nicht nur in den früheren Perioden der Krystallausscheidung aus dem Magma sich vollzogen hat, vielmehr sogar in den allerletzten Zeiten der Gesteinsverfestigung noch vor sich gegangen ist, erkennt man zuweilen an den Krystallisationshöfen, welche die Magnetite umgeben. Ein ausgezeichnetes Beispiel hierfür liefert der an (im Dünnschliff) braunem Glase reiche Limburgit vom Grossen Schreckenberg. Das Gestein enthält reichlich ziemlich grosse Magnetite in Durchschnitten, die dem Oktaëder entsprechen. Sehr oft erblickt man nun um die schwarzen Durchschnitte einen hellen, selbst ganz farblosen Hof, der sich bald in das braune Glas verliert. Vergl. auch Fig. 5, Taf. VIII. Sein Vorhandensein zeigt an, dass die Magnetite noch kurz vor der völligen Verfestigung des jetzigen Glases gewachsen sind. Anderseits findet sich der Magnetit in demselben Schliff auch als Einschluss im Olivin, ein Beweis für das hohe Alter der betreffenden Individuen. Die Möglichkeit der Magnetitausscheidung war also in sehr frühen und auch sehr späten Perioden der Gesteinsverfestigung bei dem betreffenden Gesteine gegeben.

### Ilmenit.

In makroskopisch deutlich sichtbaren, nämlich bis gut 1 Centimeter grossen, dünnen Platten findet sich dies Mineral im olivinfreien Feldspathbasalt von Polier, indess nur in wenigen Stücken. Jedoch sind auch bei anderen Vorkommnissen (z. B. Meissner, Sababurg) in den Dünnschliffen kräftige Strahlen des Erzes nicht selten. Diese dickeren Durchschnitte sind undurchsichtig. Zuweilen kann man indess an undurchsichtigen Blättchen eine

randliche Aufhellung des undurchsichtigen Schwarz in ein durchscheinendes Braun erkennen (Meissner). Zarte Blättchen vereinigen sich zuweilen (Limburgite vom Hahn und Lottersberg) zu zwillingsartigen Gruppen, deren Durchschnitte in der Schliff-fläche zierliche, scharfe, aus schwarzen Linien bestehende, sechsstrahlige Sterne liefern. Die Ränder der Blättchen sind oft fein gekerbt, auch skelettförmig ausgezackt (Feldspathbasalt vom Bilstein bei Gross-Almerode). Im Feldspathbasalt vom Hohen Hagen kommen zuweilen den Magnetitskeletten in ihrer Tannenbaumgestalt ähnliche Gebilde vor, die sich aber durch ihr braunes Durchscheinen als Ilmenit verrathen. Die helleren Ilmenitblättchen lassen, wenn sie steil, aber nicht ganz senkrecht, in die Schliff-fläche einschneiden, starke, negative Doppelbrechung und zur Randkante orientirte Auslöschung, fernerhin einen deutlichen Pleochroismus erkennen und erscheinen gelblichbraun, wenn die erwähnte Randkante mit der Polarisationsebene des Nicols zusammenfällt, und dunkelbraun in der dazu senkrechten Lage. Dickere, tiefgefärbte Blättchen zeigen keine Polisarisationstöne und keinen Pleochroismus. Sehr oft erscheinen die Individuen recht schmal und lang, bis schliesslich nadelförmige Gebilde vorliegen. Diese dünnen Kryställchen zeigen die erwähnten, optischen Eigenschaften in ausgezeichneter Weise. Man findet sie vielfach in Limburgiten (z. B. Eckenstein) sehr deutlich und zahlreich entwickelt, besonders zahlreich im Feldspathbasalt vom Lammsberg bei Gudensberg. Eine strahlige Anordnung zeigen sie im Feldspathbasalt der Lieth bei Meensen. Dieser intersertal-struirte Basalt besitzt eine feinfaserige Grundmasse von der Erscheinungsart der granophyrischen Büschel bei Quarzporphyren. Die Fasern sind pleochroitisch ganz nach Art des Titaneisens, doch ist es schwer, einzelne Fasern in's Auge zu fassen. Sie sind zu einem dichten Filz verbunden (Fig. 11, Taf. VI).

Titaneisen scheint auch in krystallitischen Gebilden vorzuliegen, die in den glasreichen Gesteinen sich reichlich vorfinden. Die meisten Limburgite sind durch Globulite in ihrem Glasgrunde ausgezeichnet. Nach dem Vorkommen, ja an verschiedenen Stellen desselben Schliffes wechselnd, liegen diese

rundlichen Körnchen zerstreut oder zu grossen Mengen vereinigt. Nicht selten (sehr hübsch in Schliffen der Limburgite vom Maderstein, Eckenstein, Schweinsbusch, Steinberg) ordnen sich die Globulite zu Globulitenreihen, die untereinander innerhalb kleiner Bezirke parallel zu stehen pflegen. Die Reihen sind durchschnittlich vielleicht 0,03 Millimeter lang. Manche erreichen 0,20 Millimeter Länge. Auf einer 0,05 Millimeter langen wurden 25 Globulite gezählt. Sehr zarte Titaneisenstäbchen und Globulite und besonders Globulitenreihen scheinen im Allgemeinen in sofern in Beziehung zu stehen, als in Schliffen, in denen Titaneisenglimmer als zarteste Stäbchen vorkommt bezw. zahlreich vorhanden ist, auch Globulite und Globulitenreihen sich einstellen bezw. in reichlichen Mengen erscheinen. Dies Zusammenvorkommen lässt sich bei der Betrachtung der verschiedenen Vorkommnisse feststellen, aber auch selbst in der Ebene desselben Dünnschliffes erkennen, wenn die Vertheilung der Stäbchen in ihm eine ungleichmässige ist (z. B. Limburgit vom Häuschenberg). Es lässt sich aus diesen Verhältnissen wohl schliessen, dass die in Rede stehenden krystallitischen Gebilde gleichfalls aus Titaneisen bestehen, wie es ja auch sonst wohl angenommen wird.[1])

### Eisenglanz

in blutrothen Schüppchen, auch skelettförmig ausgelappten Blättchen, kommt hin und wieder zur Beobachtung. Sein Pleochroismus ist öfters deutlich (Hohenberg) und dem oben erwähnten des Ilmenits entsprechend.

### Perowskit

findet sich in Nephelinbasalten. Auch der Melilithnephelinbasalt vom Westberg enthält ihn in beträchtlichen Mengen. Die violettbraunen Kryställchen polarisiren öfters deutlich (Hohenberg). Sie sind nicht selten zu mehreren aneinander gebacken. Auch schnurförmige Aneinanderreihungen nach Art der Magnetitskelette kommen vor.

---

[1]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie d. petrogr. wichtigen Mineralien. 1892, 384.

## Glas.

Die Limburgite des Gebietes sind meist reich an braunem Glase. Die Menge desselben steht im umgekehrten Verhältnisse zum Grundmassenaugit. Besonders reich an Glas sind Handstücke vom Gr. Schreckenberg, Junkernkopf, z. Th. von Burghasungen. Doch zeigt z. B. letzteres Vorkommen beträchtliche Schwankungen des Glasgehaltes. Zumeist halten sich bei den Limburgiten Glas und Grundmassenaugit ungefähr das Gleichgewicht. Glasarm sind die Limburgite der Klippen östlich der Hattenburg, vom Escheberg, Bocksgeil und besonders vom Hahn. Das glasreichste Gestein, das vom Gr. Schreckenberg, besitzt den am tiefsten braun gefärbten Glasgrund. Durch die Augitausscheidung, Vergrösserung und Neuausscheidung von Magnetit und Ilmenit scheint das Glas sich von den färbenden Bestandtheilen mehr und mehr zu reinigen. Mit dieser Entfärbung hängen die hellen Krystallisationshöfe zusammen, die sich um Magnetit, Ilmenit (auch um Stäbchen und Margarite) und Augit sehr deutlich, besonders in den dunkleren Gesteinsgläsern, finden. Sie beweisen, dass die Bildung bezw. die Vergrösserung dieser Mineralien bis zum letzten Augenblick der Gesteinsverfestigung dauerte, und die Erstarrung sie in ihrem Krystallisationsprocess gewissermaassen überraschte und unterbrach. Die Vertheilung des Glases ist bei den Limburgiten meist eine gleichmässige im Schliff. Im Gegensatz hierzu kommen, besonders ausgeprägt im Limburgit von Burghasungen, minder charakteristisch in denen von Häuschenberg, Rohrberg und anderen, teichartige, rundliche, auch längliche, selbst kanalförmige Glasanhäufungen bis zur Grösse von 0,4 Millimeter vor. Ihr Rand ist nicht gerade scharf, da besonders die Grundmassenaugitchen sich über denselben hinlegen.

Im Limburgit von Burghasungen ist eine perlitische Absonderung angedeutet, die in dem vom Gr. Schreckenberg zu deutlicher Entwicklung gekommen ist.

Das braune Glas der Limburgite wird von verdünnter Salzsäure unter Abscheidung von gallertartiger Kieselsäure angegriffen.

Bei den Feldspathbasalten kamen glasreiche Gesteine in

grösseren Massen nicht zur Beobachtung. Die Tachylyt genannten Gesteinsgläser des Gebietes haben eine nur untergeordnete Stellung am Gestein. Das Glas der Sababurg wird bei den Sandsteineinschlüssen erörtert werden, mit denen es entschieden oft in Zusammenhang steht. Die Gläser der Blauen Kuppe sind gleichfalls umgeänderte Sandsteine. Der Tachylyt vom Sesebühl bei Dransfeld war zur Zeit meines Besuches nicht in seinem Verbande zum Gesteine zu erkennen. Da auch am Sesebühl Einschlüsse vorkommen, bin ich zweifelhaft an seiner unverfälschten Basaltglasnatur geworden. Da mir aber keine sicheren Anhaltspunkte vorliegen, muss er hier angeführt werden. Die bekannten Verhältnisse des Glases (vergl. ROSENBUSCH, Petrogr. wichtige Mineral. 1873, S. 137, und MÖHL, Gesteine der Sababurg, S. 26) bieten sich auch in den vorliegenden Dünnschliffen dar. In der braunen, auch hellgelblichen Glasmasse, die mit scharfer Grenze an dem normalen Basalt abschneidet und zahlreiche, kleine, runde Luftblasen führt, ist die Fluidalstructur deutlich durch dunkelbraune Streifen gekennzeichnet, die wie weiche Pinselstriche in dem helleren Glasgrunde erscheinen. Der Fluss des Glases ging der Grenzfläche zum Basalt im Groben parallel. Im Glase bemerkt man grosse Einsprenglinge oft stark corrodirter Olivine mit grossen Glasbuchten bezw. -Einschlüssen und eingelagerten Magnetitkrystallen. Am Rande der Olivine ist das Glas zumeist dunkel. Leistenförmige Plagioklase, einzeln oder in Durchkreuzungen, auch als deutlicher Kreuzalbitzwilling, lagern mit ihrer Längsrichtung oft parallel dem Strom des fluidal struirten Glases. Fernerhin wird diese Fluctuationsstructur zuweilen deutlich durch braune, selten hellere, kleine Stacheln und Sternchen. Mit starker Vergrösserung betrachtet erscheinen viele von x-Gestalt, auch wie kleine Stäbchen mit je zwei ungleich langen Fortsätzen an den Enden. Sie erinnern dann an Feldspath-, auch Augitskelette. Die Auslöschung verläuft schief zu dem mittleren Stäbchentheil.

Glas als bedeutender Gemengtheil der Grundmassen kommt bei den untersuchten Feldspathbasalten selten vor (z. B. Lammsberg bei Gudensberg). In geringerer Menge erscheint es öfters besonders in den Zwickeln zwischen den Feldspathen bei Inter-

sertalstructur der Basalte (z. B. Ahnenberg, Staufenberg bei Wiershausen). Meist ist es braun. Zuweilen ist aber diese Farbe ihm nur scheinbar eigenthümlich. Es kommt nämlich vor, dass farbloses Glas durch feine Titaneisenblättchen bräunlich erscheint. So ist es z. B. beim Feldspathbasalt vom Lammsberg, dessen farbloses Glas reichlich solche zarte Blättchen enthält. Besonders wenn man auf die Basis des Titaneisenglimmers sieht, auf der natürlich kein Pleochroismus vorhanden ist, kann man bei Anwendung schwacher Vergrösserungen getäuscht werden.

Bei Nephelin führenden Basalten kommen Glastheile in den Schliffen nur selten vor, so beim Gestein von Daseburg-Dössel, in dem braune Glassträhnen wie abnorme Bildungen erscheinen. Gleicherweise tritt bei den Leucitbasalten das Glas zurück. Seine Erkennung ist allerdings gerade bei diesen sehr fein struirten Gesteinen äusserst schwierig.

Die Structur der Feldspathbasalte

ist nicht immer am selben Fundpunkt constant. Für Verschiedenheit der Korngrösse an einem Vorkommen liefert der Meissner bekannte Beispiele. Aehnlich ist es z. B. beim Staufenberg bei Wiershausen, an dem man Basalte mit grobem Korn und Intersertalstructur und Glas, sowie auch holokrystallin - porphyrische sammeln kann. Grob- und auch feinkörnige, hypidiomorphkörnige Gesteine finden sich am Backenberg; die Blaue Kuppe liefert ausser Limburgit graue Feldspathbasalte von makroskopisch deutlich krystalliner Structur, sowie schwarze, fast dichte, compacte und auch schlackige Gesteine. DerBasalt von Hilwartshausen ist z. Th. grobkörnig und intersertal struirt, z. Th. feinkörnig und durch Olivineinsprenglinge porphyrisch.

Besonderheiten nach Art eutaxitischer Bildungen werden durch auffallende, ungleiche Vertheilung der färbenden Gemengtheile zuweilen hervorgebracht. So erkennt man in den Schliffen des Feldspathbasaltes von der Blauen Kuppe helle Flammen auf dunklerem Untergrunde, die sich zuweilen als breite Streifen über den ganzen Schliff hinziehen. In ihnen ist Magnetit viel spärlicher, der Grundmassenaugit vereinzelter und grösser als

im dunkleren Untergrund. Andererseits erkennt man u. d. M. im Basalt vom Brackeberg dunklere, weil magnetitreiche Flecke auf hellerem Untergrund.

Die mikroskopische Betrachtung der zahlreichen Feldspathbasalte zeigt das Auftreten mannigfacher Structurformen. Typisch porphyrische und typisch nichtporphyrische Gesteine sind durch Bindeglieder genähert. Zuweilen musste die Frage offen gelassen werden, ob die porphyrische Structur durch Theile zerspratzter Olivinknollen hervorgerufen ist oder nicht (z. B. Brunsberg, oberer Steinbruch bei Wellerode).

Der nicht bedeutende Glasgehalt der Gesteine bringt keine grossen Unterschiede in der Structur zuwege.

Die Unterscheidung in porphyrische und nicht porphyrische Basalte ist nach dem Vorhandensein oder Fehlen von Einsprenglingen, die durch besondere Grössenentwicklung im Gegensatz zu einer Grundmasse stehen, getroffen worden. Basalte mit Feldspatheinsprenglingen in einer Grundmasse mit kleineren Feldspathen sind spärlich vorhanden (Lava der Lichten Heide bei Hombressen). Vornehmlich bilden Olivin und Augit die Einsprenglinge, von welchen Mineralien ganz besonders das letztere in zwei Generationen sehr oft vorliegt. Bei einzelnen der in Rede stehenden Basalte fehlen indess Augite wie auch Feldspathe als Einsprenglinge und lässt sich eine Recurrenz der Mineralbildung, da Olivin nur in älterer Generation vorhanden ist, nicht erkennen. Solche Basalte, bei denen nun doch in den Olivineinsprenglingen Zeugen für eine frühere Periode der Gesteinsverfestigung vorliegen, sind hier zu den porphyrischen gestellt, wie ja auch Gesteine, deren Einsprenglinge in rein glasiger Grundmasse liegen, zu den porphyrischen gestellt werden müssen, ohne dass Recurrenz der Mineralbildung besteht. Sonach erscheint dem Verfasser das Wesentliche für die porphyrische Structur in Rede stehender Basalte die Entstehung der Gemengtheile in zwei Perioden der Gesteinsverfestigung zu liegen, für welche eine etwaige Recurrenz der Mineralbildung zwar ein sehr häufiger, aber nicht der alleinige Ausdruck ist. Auch wenn keine Recurrenz der Mineralbildung ersichtlich ist, hingegen Einspreng-

linge als die Zeugen einer früheren Periode der Gesteinsentwickelung vorhanden sind, die im Gegensatz zu den zumeist später gebildeten Mineralien einer Grundmasse stehen, ist der Ausdruck porphyrische Ausbildung angewandt.

Fasst man mit Rosenbusch die Einsprenglinge als Gebilde einer intratellurischen Periode der Gesteinsverfestigung auf, so ist dies, wie bekannt, nicht so zu verstehen, dass diese Einsprenglinge immer vollständig in dieser ersten Periode ihre vorliegende Grösse erhielten. Es ist dem Verfasser nicht unwahrscheinlich, dass bei den untersuchten Basalten z. B. früh gebildete Augite sich noch später beträchtlich vergrösserten, wenn wieder Augitsubstanz zur Abscheidung gelangte. Manche früher erwähnte Anzeichen deuten bei den in Rede stehenden Basalten auf solche Vorgänge hin[1]).

Dass ferner thatsächlich immer die Einsprenglinge bereits beim Verweilen des Magmas im Erdinnern sich bildeten, ist nicht stets eine begründete Annahme. Es lässt sich bei den untersuchten Basalten zuweilen sehr wohl denken, dass selbst die Olivin- und Augiteinsprenglinge sich erst nach dem Empordringen des Magmas in höhere Regionen bildeten. Es schieden sich Olivine, dann auch Augite ab, die, so lange eine hinreichende Beweglichkeit des Magmas vorhanden war, als Krystallisationscentren für weitere Bezirke dienten. Es enstanden dann einzelne, grössere Krystalle. Wurden bei eintretender geringerer Beweglichkeit des Magmas diese Krystallisationsbezirke kleiner, so schied sich die Augitsubstanz natürlich an zahlreicheren Orten und jeweilig in kleineren Massen, also als Augit der Grundmasse ab. Hierbei würde auch bei continuirlicher Krystallausscheidung ein Gegensatz zwischen Grundmasse und Einsprenglingen zu Stande kommen, deren Individuen wohl nicht immer durch Uebergangsglieder verbunden zu sein brauchten. Aehnliche Verhältnisse lassen sich beim Feldspath zuweilen ungezwungen annnehmen (Lava der Lichten Heide bei Hombressen).

---

[1]) Aehnlich wie bei Quarzporphyren ein Weiterwachsen der Quarzeinsprenglinge in den letzten Stadien der Gesteinsverfestigung vorkommt, das sich durch die »Aureolen« kundgiebt.

Nicht porphyrische, hypidiomorph-körnige Feldspathbasalte sind nicht allzu selten. Solche finden sich am Ahlberg, Backenberg bei Güntersen, an der Blauen Kuppe, der Bramburg, am Brunsberg, Dransberg, Hohen Hagen, Steinhorst bei Adelebsen, Teichberg bei Bühren. Jedoch haben nicht immer alle Proben desselben Fundpunktes dieselbe Structur; z. B. liefert der Hohe Hagen auch holokrystallinporphyrische Basalte.

Feldspathbasalte mit Intersertalstructur sind zunächst die olivinfreien Gesteine von Polier, Amelieth, vom Hasenbeutel. Sie sind z. Th. diabasartig; der Augit bietet den Untergrund für die Feldspathstrahlen dar, die ersteren zerhacken. Indess wechselt diese Erscheinung nach den Schliffen durch Herausbildung mehr hypidiomorph-körniger Structur oder durch das Erscheinen einer anders gearteten Zwischenklemmungsmasse. Sie erinnern im letzteren Falle an die intersertal-struirten Gesteine vom Meissnertypus. Die bekannten, eckigen Zwickel zwischen den Feldspathen mit ihren mannigfachen Bildungen von strahligem Feldspath, Augit, Titaneisen u. s. w. enthalten öfters braunes Glas. Man findet diesen Typus bei den grobkörnigen Gesteinen vom Meissner, Basalten der Sababurg, von Hilwartshausen, des Tannenwäldchens bei Bühren, Staufenberges bei Wiershausen, Schorn bei Dörnhagen u. a. An diese Basalte vom Meissnertypus möchte ich die von Gottsbüren anschliessen. Es sind olivinfreie, bronzithaltige Basalte. Bronzit tritt als Einsprengling auf. Feldspathe greifen divergentstrahlig in ihn ein. Der Plagioklas liegt nicht als Gerüst, sondern einzeln, skelettartig ausgebildet in einem Untergrunde, der aus Augitstrahlen, auch Feldspathnadeln, beide in büscheliger Anordnung, Erztheilchen, auch braunem Glase besteht und ganz der Zwischenklemmungsmasse der eben erwähnten Basalte entspricht (vergl. Fig. 2 und Fig. 6, Taf. VIII). Da die Feldspatheinsprenglinge indess nicht aneinander stossen, stellt diese Masse einen ausgedehnten Untergrund dar. Zuweilen werden die Feldspatheinsprenglinge zahlreicher und die Structur wird dann der der Basalte vom Meissnertypus ganz ähnlich.

Die typisch porphyrischen Feldspathbasalte enthalten zumeist so wenig Glas, dass sein Vorhandensein oder Fehlen nicht

von Belang ist. Die grössere Anzahl der Basalte gehört hierher. Meist halten sich bei ihnen Feldspath und Augit der Grundmasse das Gleichgewicht (Brackeberg, Deisselberg, Grefische Burg, Hängelsberg, Ochsenberg, Prinzenbau). Selten fällt ein grosser Reichthum des Gesteins an Grundmassenaugit (Fuss des Ittersberges, Lammsberg) oder an Feldspath auf (Bilstein).

Reicher an Glas sind gewisse Uebergangsglieder zu den Limburgiten. Von diesen sind die vom Junkernkopf zu den Limburgiten gerechnet; andere, wie die vom Lammsberg bei Gudensberg, Kammerberg, Habichtsstein, Helfenstein und Weissholz haben ihren Platz bei den Feldspathbasalten. Sie enthalten das Glas als Cement zwischen den einzelnen Krystallen der Grundmasse.

Die Nephelinbasalte, Leucitbasalte und Limburgite lassen alle einen Gegensatz zwischen Einsprenglingen und Grundmasse erkennen. Ueber ihre holokrystalline bezw. hypokrystalline Natur ist bereits oben gesprochen.

Die vorliegenden Untersuchungen haben auch zu einigen chemischen Analysen von Basalten Anlass gegeben. Diese auf meine Veranlassung von Herrn Prof. JANNASCH und seinen Schülern gütigst ausgeführten Basaltanalysen sind folgende.

1. Olivinfreier Feldspathbasalt aus dem Forstorte Kehreiche bei Gottsbüren im Reinhardswalde.

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 53,60 |
| $Al_2O_3$ | 14,43 |
| $Fe_2O_3$ | 1,62 |
| FeO | 8,70 |
| MnO | Spur |
| MgO | 0,41 |
| CaO | 8,00 |
| $Na_2O$ | 5,61 |
| $K_2O$ | 2,03 |
| $TiO_2$ | 1,98 |
| X[1] | 0,93 |

[1]) Unter X sind seltener noch nicht erkannte Erden zu verstehen.

| | |
|---|---|
| $H_2O$ . . . . . | 2,02 |
| $CO_2$ . . . . . | 0,52 |
| $P_2O_5$ . . . . . | 0,16 |
| $SO_3$ . . . . . | 0,15 |
| Summe | 100,16. |

2. Feldspathbasalt vom Staufenberg bei Wiershausen unfern Münden.

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . | 51,65 |
| $Al_2O_3$ . . . . . | 13,41 |
| $Fe_2O_3$ . . . . . | 8,45 |
| $FeO$ . . . . . | 2,79 |
| $CaO$ . . . . . | 8,17 |
| $MgO$ . . . . . | 3,60 |
| $Na_2O$ . . . . . | 3,90 |
| $K_2O$ . . . . . | 1,58 |
| $TiO_2$ . . . . . | 3,37 |
| $CO_2$ . . . . . | Spur |
| $P_2O_5$ . . . . . | 1,07 |
| $SO_3$ . . . . . | 1,28 |
| Glühverlust . . . | 0,14 |
| Summe | 99,41. |

3. Melilithführender Nephelinbasalt vom Hohenberg bei Bühne, Westfalen.

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . | 37,98 |
| $Al_2O_3$ . . . . . | 9,30 |
| $Fe_2O_3$ . . . . . | 5,96 |
| $FeO$ . . . . . | 5,86 |
| $MnO$ . . . . . | Spur |
| $MgO$ . . . . . | 17,13 |
| $CaO$ . . . . . | 10,38 |
| $SrO$ . . . . . | Spur |

| | |
|---|---|
| $Na_2O$ . . . . . | 3,50 |
| $K_2O$ . . . . . | 2,03 |
| $TiO_2$ . . . . . | 2,02 |
| X . . . . . . | 2,40 |
| $H_2O$ . . . . . | 2,74 |
| $CO_2$ . . . . . | 0,36 |
| $P_2O_5$ . . . . . | 0,31 |
| S . . . . . . | 0,09 |
| Cl . . . . . . | 0,09 |
| Summe | 100,15. |

Spec. Gew. bei 17⁰ C. = 3,0723.

1,4842 g des sehr fein gepulverten Basaltes wurden $1^1/_2$ Stunde mit verdünnter Salzsäure gekocht; das Ungelöste wurde mit Natronhydrat $2^1/_2$ Stunde auf dem Wasserbade erwärmt. Die Ergebnisse der Löslichkeitsbestimmung sind folgende:

| Gelöst sind: | | Ungelöst sind: | |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . | 21,28 | $SiO_2$ . . . | 16,70 pCt. |
| $Al_2O_3$ . . . | 8,32 | $Al_2O_3$ . . . | 1,02 » |
| $Fe_2O_3$ . . . | 4,10 | $Fe_2O_3$ . . . | 1,86 » |
| $FeO$ . . . | 5,86 | $FeO$ . . . | — » |
| $MgO$ . . . | 12,81 | $MgO$ . . . | 4,32 » |
| $CaO$ . . . | 2,63 | $CaO$ . . . | 7,75 » |
| $Na_2O$ . . . | 3,73 | $Na_2O$ . . . | — » |
| $K_2O$ . . . | 1,90 | $K_2O$ . . . | 0,13 » |
| $TiO_2$ . . . | 0,45 | $TiO_2$ . . . | 1,56 » |
| X . . . . | 2,47 | X . . . . | 0,01 » |
| $H_2O$ . . . | 2,74 | $H_2O$ . . . | — » |
| $CO_2$ . . . | 0,36 | $CO_2$ . . . | — » |
| Summe | 66,65 | Summe | 33,35 pCt. |

4. Limburgit vom Hahn bei Holzhausen südlich Cassel.

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . | 42,06 |
| $Al_2O_3$ . . . . . | 12,18 |
| $Fe_2O_3$ . . . . . | 2,67 |
| $FeO$ . . . . . | 7,89 |
| $MgO$ . . . . . | 11,47 |
| $CaO$ . . . . . | 11,29 |
| $Na_2O$ . . . . . | 5,10 |
| $K_2O$ . . . . . | 1,07 |
| $TiO_2$ . . . . . | 1,93 |
| X . . . . . . | 0,88 |
| $H_2O$ . . . . . | 3,08 |
| $P_2O_3$ . . . . . | 0,34 |
| S . . . . . . | 0,09 |
| Summe | 100,05. |

Spec. Gew. = 2.968.

Unter X sind seltnere, noch nicht erkannte Erden zu verstehen.

Im Folgenden sind die Basalte, auf welche die obigen Erörterungen sich beziehen nach ihrer Art und innerhalb derselben zum Zwecke raschen Auffindens alphabetisch angeführt. Zum kleineren Theil haben sie bereits den Untersuchungen anderer Autoren, besonders Zirkel, Möhl, Rosenbusch, Laspeyres, Stelzner, Fromm, Beyschlag zu Grunde gelegen.

## I. Olivinfreie Feldspathbasalte.

Ahnenberg, Solling. 1) Stollen im Bezirk 139 der Forstkarte.
2) Steinbruch bei Polier.

Amelieth, Solling. Stollen 1 Kilometer nordnordwestlich Amelieth.

Hasenbeutel bei Bodenfelde, Solling.

Kehreiche nordöstlich Gottsbüren, Reinhardswald.

Lichte Heide bei Hombressen, Reinhardswald.

Puppengehege nordöstlich Gottsbüren, Reinhardswald.

Sababurg, Reinhardswald.

## II. Feldspathbasalte.

Ahlberg bei Mariendorf, Reinhardswald.
Auschnippethal bei Dransfeld unfern Göttingen.
Backenberg bei Güntersen unfern Dransfeld.
Bilstein bei Gross-Almerode, Hessen.
Blaue Kuppe bei Eschwege.
Brackeberg bei Meensen unfern Dransfeld.
Bramburg unfern Göttingen.
Brunsberg bei Dransfeld.
Deisselberg bei Trendelburg nördlich Cassel.
Dransberg bei Dransfeld.
Nordwestlich Epterode beim Meissner.
Gahrenberg, Reinhardswald.
Grefische Burg bei Dransfeld.
Kleiner Gudenberg bei Zierenberg, Hessen.
Habichtsstein bei Bodenhausen unfern Zierenberg.
Hoher Hagen bei Dransfeld.
Hängelsberg bei Dransfeld.
Lichte Heide bei Hombressen, Reinhardswald.
Heiligenberg beim Meissner.
Helfenstein bei Dörnberg unfern Zierenberg.
Hilwartshausen, Reinhardswald.
Fuss des Ittersberg bei Gudensberg, Hessen.
Zwischen Ittersberg und Lammsberg bei Gudensberg.
Kammerberg bei Metze unfern Gudensberg.
Katzenstein bei Dörnberg.
Kuppe westlich vom Katzenstein bei Dörnberg.
Lammsberg bei Gudensberg.
Lieth bei Meensen unfern Dransfeld.
Meissner.
Ochsenberg bei Dransfeld.
Prinzenbau bei Grosseuritte südwestlich Cassel.
Schöneberg bei Hofgeismar.
Schorn bei Dörnhagen südlich Cassel.
Sesebühl bei Dransfeld.

Grosser Staufenberg bei Wiershausen unfern Münden.
Grosser Staufenberg, Kaufunger Wald.
Kleiner Staufenberg, Kaufunger Wald.
Staufenküppel, Reinhardswald.
Steinberg bei Atzenhausen, Gegend von Göttingen.
Steinberg bei Meensen unfern Dransfeld.
Grosser Steinberg, Kaufunger Wald.
Kleiner Steinberg, Kaufunger Wald.
Steinhorst, circa 4 Kilometer nördlich Adelebsen bei Dransfeld.
Stellberg südlich Wellerode südöstlich Cassel.
Tannenwäldchen südlich vom Teichberg bei Bühren unfern Dransfeld.
Teichberg bei Bühren unfern Dransfeld.
Warpel bei Dörnhagen südlich Cassel.
Weissholz bei Lütgeneder nördlich Warburg.
Südlich Wellerode südlich Cassel.

### III. Nephelinbasalte.

Bärenberg bei Zierenberg, Hessen.
Burgberg bei Grebenstein nördlich Cassel.
Chaussee Daseburg-Dössel bei Warburg.
Grosser Gudenberg bei Zierenberg.
Hohenberg (Hamberg) bei Bühne unfern Borgentreich, Westfalen.
Hohenstein bei Dörnberg unfern Zierenberg.
Hüssenberg bei Eissen unfern Borgentreich, Westfalen.
Igelsbett bei Ober-Listingen bei Warburg.
Rettberg bei Grebenstein nördlich Cassel.
Wachenköpfel bei Metze unfern Gudensberg.

### IV. Nephelin-Melilithbasalt.

Westberg bei Hofgeismar.

### V. Leucitbasalte.

Bilstein bei Besse südwestlich Cassel.
Hängen bei Ober-Listingen bei Warburg.
Lammersberg bei Külte unfern Arolsen.
Nacken bei Gudensberg.

Rosenberg bei Hofgeismar.
Sandebeck, Teutoburger Wald.
Schanze bei Gudensberg.
Wattberg bei Hofgeismar.

## VI. Limburgite.

Blaue Kuppe bei Eschwege.
Blumenstein bei Zierenberg.
Bocksgeil bei Besse südwestlich Cassel.
Burghasungen bei Zierenberg.
Desenberg bei Warburg.
Eckenstein bei Daseburg unfern Warburg.
Escheberg bei Ober-Listingen unfern Warburg.
Fahrenbusch bei Mariendorf, Reinhardswald.
Hahn bei Holzhausen südsüdwestlich Cassel.
Klippen östlich der Hattenburg bei Zierenberg.
Häuschenberg bei Rothwesten nördlich Cassel.
Junkernkopf bei Metze unfern Gudensberg.
Lichte Heide bei Hombressen, Reinhardswald.
Westfuss der Kuppe westlich von Katzenstein bei Dörnberg.
Lottersberg bei Deute östlich Gudensberg.
Maderstein bei Gudensberg.
Nänkel bei Gudensberg.
Rohrberg bei Zierenberg.
Rosenberg bei Hofgeismar.
Scharfenstein bei Gudensberg.
Grosser Schreckenberg bei Gudensberg.
Schweinsbusch bei Daseburg unfern Warburg.
Steinberg bei Ober-Listingen (Bräuna) unfern Warburg.

Eine Einzelbeschreibung dieser Vorkommnisse zu geben, würde hier zu weit führen und muss einer Darlegung der Specialverhältnisse des Gebietes vorbehalten bleiben.

## III. Einschlüsse.

Quarzeinschlüsse von Wallnussgrösse wurden öfters, unter anderem im Nephelinbasalt vom Hohenberg bei Bühne, gefunden. Ihre Oberfläche ist hier glatt, wie angeschmolzen, zuweilen mit Schüppchen eines gelben Glases bedeckt, ihre Farbe die des Rauchquarzes; indess ist zuweilen eine randliche Veränderung eingetreten, zu Folge welcher das Mineral matt und weiss aussieht und rauh anzufühlen ist. Weiter unten werden die mikroskopischen Verhältnisse dieser Einschlüsse kurz erwähnt werden.

Besonderes Interesse erwecken die mehr mikroskopischen Einschlüsse von Quarz, die besonders in limburgitischen Gesteinen studirt wurden, da in ihnen die betreffenden, bekannten Contacterscheinungen in ganz besonderer Schönheit sich darstellten. Zumal der limburgitartige Feldspathbasalt aus dem Weissholz, die Limburgite vom Desenberg, Häuschenberg, Hahn und Lottersberg zeigen vorzügliche Beispiele. Es erscheinen die monoklinen Augite des Contactsaumes weit heller als die der Grundmasse und im Dünnschliff klar durchsichtig. In demselben Auge kommen die Augite öfters in zwei Ausbildungsformen vor. Die einen, es sind die an Zahl und Masse vorwaltenden, haben die gewöhnliche Form und sind in Folge ihrer Klarheit durch Heben und Senken des Tubus als Combinationen von $\infty P \breve{\infty}$ (010); $\infty P$ (110); $\infty P \bar{\infty}$ (100); $P (\bar{1}11)$ zu erkennen. Mit grosser Schärfe tritt oft ihre prismatische Spaltbarkeit heraus. Die anderen bilden lange Nadeln, deren Enden öfters Gabelung erkennen lassen. Beiderlei Arten von Augit haben verhältnissmässig grosse Glaseinschlüsse. Höchst zierlich sind letztere zuweilen zu fünf und mehr hintereinander perlschnurartig gereiht. Beide Augitformen haben eine Schiefe der Auslöschung von 30—35$^{0}$.

Häufig fehlt im Dünnschliff jeder Rest unveränderten Quarzes, der diese Augitaugen veranlasste. Man hat dann entweder den Anblick eines Häufchens wirr durcheinander liegender, klarer Augite oder, und das ist der häufigere Fall, es umschliessen letztere als ovaler, kreisrunder oder unregelmässiger Kranz einen durchsichtigen Glashof, in dessen Inneres die einzelnen Kryställ-

chen sich frei und lang erstrecken, ganz ähnlich den Krystallstrahlen, die im Tiegel geschmolzener Schwefel von den Tiegelwänden ausschickt. Das helle Glas ist isotrop und widersteht der Einwirkung verdünnter Salzsäure.

Nicht selten hat sich anscheinend das basaltische Magma mit der vom Einschluss abgeschmolzenen, helleren Masse vermischt. In solchen Fällen besitzt das im Innern des Augitkranzes befindliche Glas einen mehr oder weniger dunkel violettbraunen Ton und lässt nicht selten schlierige Beschaffenheit erkennen: hellere und dunklere Glasmassen verfliessen in einander. Schliesslich kommt es vor, dass ein Glas von der braunen Farbe des gewöhnlichen Gesteinsglases den Augitkranz erfüllt, der dann der einzige Zeuge für die ehemalige Gegenwart eines Einschlusses ist.

Während die letztbeschriebene und in Fig. 1, Taf. IX abgebildete Erscheinung das eine Extrem des Einschmelzungsprocesses vorführt, stellt sich das andere so dar, dass um den verrundeten Quarzeinschluss nur ein mehr oder minder schmaler Glassaum sich vorfindet, in den von aussen her der Augitkranz seine Krystallstrahlen hineinschickt. Fig. 2, Taf. IX stellt ein solches Verhältniss dar, Fig. 3, Taf. IX einen anscheinend tangentialen Schnitt durch ein Augitnest. Die Gegenwart von Quarzeinschlüssen ist nicht ohne Einwirkung auf die Structur des Basaltes gewesen, zu dem das Magma in ihrer Umgebung erstarrt ist. Besonders da, wo eine Anhäufung mehrerer Augitaugen auf kleinem Raume stattgefunden hat, ist ein starkes Anwachsen des Glases zu beobachten, in welchem die einzelnen Gemengtheile einzeln gewissermaassen schwimmen. Mit der Glasanhäufung pflegt die Ausbildung zierlichster Eisenerzskelette und Titaneisenstrahlen Hand in Hand zu gehen. Ein hübsches Beispiel bietet hierfür unter anderen ein Quarzeinschluss im Feldspathbasalt vom Prinzenbau dar.

Es muss betont werden, dass allem Anschein nach die »Augitaugen« in den untersuchten Basalten öfters unabhängig sind von Quarzeinschlüssen. Viele sind wohl nur einfache Concretionen. Solche einfachen Anhäufungen von Grundmassenaugit findet man z. B. in den Feldspathbasalten vom Stein-

berg bei Atzenhausen, der Grefischen Burg, des Steinhorst, der Bramburg. Bei ihnen fällt der grosse Farbengegensatz zwischen dem Augit der Augen und dem übrigen Grundmassenaugit fort. Auch können noch andere Mineralien des Basaltes, wie Feldspath und Magnetit, mit dem Augit in den Augen erscheinen (z. B. Staufenberg bei Wiershausen) und die Concretionsnatur der Massen bestätigen helfen. Es fällt bei den anscheinend concretionsartigen Augitaugen indess zuweilen auf, dass sich in ihnen und in ihrer unmittelbaren Nähe eine Anreicherung von Glas einstellt (Feldspathbasalt vom Schöneberg, der Malsburg, des Steinberges bei Atzenhausen).

Solche Anreicherungen des Grundmassenaugites kommen wie bei Feldspathbasalten und Limburgiten auch bei Nephelinbasalten (Burgberg bei Grebenstein, Hohenberg, Rettberg) und Leucitbasalten vor (Lammersberg bei Külte).

Bei Gelegenheit der Besprechung dieser mikroskopischen Augitconcretionen können fernerhin recht eigenartige Gebilde angeführt werden, welche im Nephelinbasalt vom Hohenberg bei Bühne in der beträchtlichen Grösse von mehr als 10 Centimeter Länge und einigen Centimeter Dicke beobachtet wurden, und die gleichfalls als Concretionen anzusehen sind. Sie kennzeichnen sich dadurch, dass in einer dunklen, etwas matter als der umgebende Basalt erscheinenden Masse mit reichlichen, als weisse Flecke erscheinenden Infiltrationsproducten von zeolithischer Art und von Kalkspath sich dunkle Augite herausheben, die makroskopisch den Eindruck versteinerter, sich verästelnder, kleiner, parallel wachsender Farnkräuter machen. Die mikroskopische Betrachtung ergiebt, dass, abgesehen von den Infiltrationsproducten und Erzkörnchen, auch die zwischen den Augitstrahlen befindliche Masse aus Augiten von der Farbe des Basaltaugites besteht. Sie sind aber viel kleiner als die schon makroskopisch zu erkennenden Augitzweige und strahlen von letzteren in Gestalt kleinerer Zweige ab.

Neben Quarz finden sich zuweilen noch andere Mineralien in den Einschlüssen, z. B. Orthoklas. Ein Dünnschliff durch einen Quarzeinschluss aus dem Nephelinbasalt des Hohenberges

weist neben diesem Feldspath und jedenfalls secundären Nadeln von Augit massenhaft kleinere, aber verschieden grosse, isotrope Oktaëder von schöner, amethystartiger, violetter Farbe auf. Man muss sie für Spinelle[1]) halten. Ueberdies kommen in demselben Dünnschliff Nester eines nadelförmigen Minerals vor, das ganz an Sillimanit in seiner Aggregationsart und seinen optischen Eigenschaften erinnert. Die Spinelle liegen auch in diesen Nestern, sind dann aber gewöhnlich kleiner und heller gefärbt als die sonst im Schliff vorkommenden. Der Orthoklas hat, wo er mit Quarz zusammen und auch wenn er für sich als Einschluss vorkommt, zu Neubildungen Veranlassung gegeben. Ein Schliff, der den Contact zwischen Nephelinbasalt des Hohenberges und Orthoklas zeigt, lässt eine Grenzzone erkennen, in der sich letzteres Mineral neu ausgeschieden hat. Es bilden die Wiederausscheidungen in ihren Durchschnitten wasserhelle, längliche und quadratische, scharfe Rechtecke, die zuweilen parallele Lagerung auf kleineren Bezirken erkennen lassen, wie es auch sonst beschrieben wird. Diese neu gebildeten, monoklinen Feldspathe sind kreuz und quer durchstochen von zahlreichen Nadeln, die sich z. Th. als sehr schief auslöschende Augite, z. Th. aber auch, nach dem Verhalten der Längs- und besonders der isotropen, hexagonalen Querschnitte, als Apatite zu erkennen geben. Daneben kommen gröbere Säulen von Augit vor. Ihre Querschnitte sind vorzüglich scharf und zeigen $\infty P(110)$; $\infty P\bar{\infty}(100)$, auch $\infty P\grave{\infty}(010)$. Terminale Formen sind an Längsschnitten nicht deutlich. Die Farbe des Augits ist in der Hauptsache eine ganz leicht gelbliche. Sehr auffallend sind aber tief moosgrüne Tupfen, die sich an den Enden der Durchschnitte und auch an den Seitenrändern finden. Die grünen Stellen setzen scharf ab oder gehen allmählich in die hellen Augitpartien über. Es erinnert diese Verwachsung an die Herausbildung grüner Augitmäntel um hellere Augitkerne bei pholnithischen Gesteinen. In der That dürfte es sich um Aehnliches handeln. Der Augitkern hat eine beträchtliche Schiefe der Aus-

[1]) U. Anderen beschreibt M. Bauer rothe Spinelle gleichfalls als Contactproduct zwischen Basalt und Orthoklas (Neues Jahrb. f. Mineralogie 1891, Bd. II, S. 249).

löschungen, im Mittel vielleicht 30—40°. Die grünen Stellen der Augite löschen auf Längsschnitten so gut wie orientirt aus. Die tiefgrüne Farbe hindert die genaue Bestimmung; jedoch ist jedenfalls die Schiefe sehr gering. Ueberdies fällt bei ihnen Axe $\mathfrak{a}$ in die Längsrichtung der Durchschnitte, wie es bei Aegirin der Fall ist. Auf Längsschnitten ist der Pleochroismus des grünen Augites auf verschiedenen Schnitten verschieden, jedenfalls mit der Lage des Schnittes mehr nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) oder $\infty P \breve{\infty}$ (010) zu wechselnd. Diejenigen mit starkem Pleochroismus sind hellmoosgrün auch olivengrün, wenn die Längsrichtung mit der Polarisationsebene des angewandten Nicols zusammenfällt, tief moosgrün, selbst blaugrün, in der dazu senkrechten Lage. Auf Querschnitten stellt sich ein tief moosgrüner Farbenton ein, wenn $\infty P \grave{\infty}$ (110) des hellen Augitkernes mit der Polarisationsebene des angewandten Nicols zusammenfällt, ein leicht gelblicher in der dazu senkrechten Lage, in welcher Kern und Rand kaum zu unterscheiden sind, während sie in der ersteren Stellung stark von einander abstechen. Allem Anschein nach liegt bei dem in Rede stehenden Falle eine isomorphe Hüllenbildung von Aegirin vor. Dass auf zwei Querschnitten die grüne Hülle um den hellen Augitkern nach den Seiten sich spitz, etwa wie ein Hornblendeprisma auskeilte, dürfte bei der nicht scharfen Ausbildung des grünen Randes nicht Veranlassung sein, Hornblende in dem grünen Mineral zu sehen, zumal das ganze Aussehen der besprochenen Bildungen auf eine isomorphe Schichtung von Augit hinweist.

Auf alle Einzelheiten der Contactverhältnisse zwischen Basalt und Quarz- bezw. Feldspathquarzmassen, wie sie sich besonders am Hohenberg bei Bühne (Nephelinbasalt) und Häuschenberg bei Rothwesten (Limburgit) finden, einzugehen, würde bei dieser allgemeinen Uebersicht der Gesteine zu weit führen.

Näher besprochen seien noch die Einschlüsse von Sandstein im Basalt. Eine werthvolle, ausserordentlich lehrreiche Reihe solcher Einschlüsse konnte ich an der Blauen Kuppe bei Eschwege sammeln, einem Vorkommen, das bereits 1810 v. Hoff, später von K. C. v. Leonhard und Cotta als ein

besonders ausgezeichnetes hingestellt wurde. Der gewaltige Steinbruchsbetrieb gestattet einen vorzüglichen Einblick in die Contactverhältnisse zwischen dem Buntsandstein, der z. Th. in mächtigen Blöcken im Basalt eingeschlossen ist, und letzterem. Der Basalt gehört zur Gruppe der Feldspathbasalte, bildet sich z. Th. aber zu Limburgit aus. Es konnte eine fortlaufende Reihe von unverändertem Buntsandstein bis zum makroskopisch anscheinend reinen, schwarzen Glase gesammelt werden. Der röthliche oder weissliche Sandstein ist z. Th. recht reich an rothbraunem Glimmer und enthält rothe Thongallen. An die unveränderten oder fast unveränderten Stücke, die sich rauh anfühlen, schliessen sich dichtere, steingutartige, grauweisse Massen von einheitlicher Erscheinung oder durchzogen von schwarzen Bändern an. Diese Streifen sind oft gradlinig in den Handstücken, gerade wie die Glimmerlagen des unveränderten Sandsteins auf Querbrüchen erscheinen. Bei einem weiteren Stadium der Umänderung indess hat eine Erweichung des Gesteins stattgefunden. Die dunklen und zwischen ihnen lagernden hellen Lagen erscheinen gewunden und gefaltet und miteinander verschlungen, sodass die Gesteinsstücke das Aussehen haben wie gewisse Obsidiane von Lipari oder Quarzporphyre mit ausgezeichneter Fluidalstructur. Fig. 5, Taf. IX stellt ein solches Stück dar. Weiterhin werden die umgeschmolzenen Gesteinsmassen einheitlicher, bis schliesslich schwarze, dichte oder mit kleinen Hohlräumen versehene Gesteinsgläser vorliegen, die mit glasig erstarrten Basalten die grösste Aehnlichkeit haben. Die wesentlichen Erscheinungen dieser ausgezeichneten Umänderungen sind folgende.

Die makroskopisch gleichmässig schwarzen Gläser zeigen u. d. M. einen zumeist kaffeebraun oder gelbbraun durchscheinenden Glasuntergrund und in ihn eingebettet kleine Quarzkörner und helle Augite: Fig. 4, Taf. IX. Die Färbung des Glases ist indess keine gleichmässige; hellere Stellen wechseln mit dunklen in demselben Schliff, und dort, wo zahlreiche, schwarze Trichite sich ausgeschieden haben, ist der Glasgrund vollkommen klar. Die färbende Substanz ist zum Aufbau der Trichite aufgebraucht. Die bekannten kreisrunden, hell grünlichgelben Tropfen, die sich gleichfalls wie Glas verhalten, fehlen nicht. Zuweilen ist der lichtbräunliche Unter-

grund sehr zart gefasert, er wirkt dann wie Mikrofelsit schwach auf polarisirtes Licht. Der lichte, leicht gelblichgrüne Augit findet sich ein Mal in gedrungenen Krystallen als dichter Saum um die verrundeten Quarzreste, die zu seiner Bildung Veranlassung gaben, dann in Gestalt von zuweilen am Ende stachelig entwickelten Nadeln vereinzelter im Glase, das um sie nicht selten sich aufhellt. Oefter liegen in den Augitnadeln wurmförmige Glaseinschlüsse.

Die Mannigfaltigkeit der Erscheinung ist u. d. M. bei den verschiedenen Stadien der Umschmelzung eine sehr grosse, eine eingehende Beschreibung an diesem Orte indess wohl kaum am Platze. Es sei daher nur noch erwähnt, dass der Wechsel im Aussehen besonders auf der Beschaffenheit des Glases beruht, das auch ohne Trichitenbildung vollkommen farblos vorkommt, anderseits sich gelblich, bräunlich, auch grünlich vorfindet, ferner auf dem Vorhandensein und Fehlen von Magnetit und schwarzen, körneligen Eisenerzlagen, welche wohl die Stelle des einst vorhandenen Glimmers einnehmen, auf dem mehr oder minder reichlichen Vorkommen von Resten des Sandsteinquarzes und -Cementes, sowie schliesslich auf der Gegenwart oder dem Fehlen jener wasserklaren Krystalle, welche von ZIRKEL für Nephelin gehalten, später aber als Cordierite bestimmt wurden. Letztere finden sich zuweilen nur spärlich im Schliffe, in anderen hingegen zu vielen hunderten, oft zu Haufen zusammengedrängt, besonders in den hellen Glasstellen. Oefter führen sie dunkle Körnchen, besonders central, als Einschlüsse. Die Durchschnitte haben schwache Brechung. Die Doppelbrechung ist recht gering, ganz besonders auf Schnitten nach 0 P (001), die bei sehr dünnen Schliffen oft kaum aufhellen. Es erklärt sich dies aus der Vertheilung von $\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$, $\mathfrak{c}$ des Cordierits, welche Axen mit den krystallographischen Axen c, a und b zusammenfallen; $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ liegen also in 0 P (001) und $\beta$ und $\gamma$ des Cordierits stehen sich sehr nahe. Die Querschnitte sind nicht häufig sechsseitig, oft rundlich durch Ausbildung einer Reihe von Flächen der Prismenzone. Die länglich rechteckigen, auch quadratischen, orientirt auslöschenden Durchschnitte erinnern an Sanidine. Ihre etwaige Längsrichtung ist optisch negativ. Die Zwillingsbildung des Cordierits nach $\infty$ P (110) ist bei den Sand-

steinschliffen der Blauen Kuppe nicht gut zu studiren. Vortrefflich tritt sie bei veränderten Sandsteinen aus dem Basalt des Hohenberges bei Bühne heraus. Die basalen, hexagonalen Durchschnitte zeigen nach der Umgrenzung 6-Feldertheilung. Eine Auslöschungsrichtung (entsprechend Axe 𝔟, auf der Basis also die Richtung grösserer Elasticität) geht der Umgrenzung [$\infty$ P $\breve{\infty}$ (010)] parallel. Oefters ist die Zwillingslamellirung verwickelter und kennzeichnet sich durch Streifensysteme.

Der in Rede stehende Sandstein ist noch dadurch bemerkenswerth, dass die dunklen Körneranhäufungen, die man zunächst als Magnetit ansehen möchte, bei Anwendung starker Vergrösserung und besonders einer Condensorlinse unter dem Präparat sich als leicht röthlich durchscheinend erweisen. Es liegen hier Spinelle vor, die den oben erwähnten rothen Spinellen (S. 88) entsprechen, und wie sie in lichterer Ausbildung auch sonst aus umgeänderten Sandsteinen angegeben werden.

Ein Sandsteineinschluss aus dem Limburgit des Steinberges bei Bräuna hat in seiner äusseren Erscheinung ein besonderes Interesse. Fig. 6, Taf. IX. Es ist ein handgrosses Stück weisslich gelben Gesteins, dessen mittlerer Theil eine weisse, dichte, porzellanartige Masse darstellt. Dieser mittlere Theil ist von dunklem Glase schalig umgeben, und in ihn hinein erstrecken sich zahlreiche, gröbere und feinere, unregelmässig verlaufende Spalten, die mit gleichem Glase erfüllt sind. Auf der Oberfläche hebt sich letzteres in schwarzer, aderförmiger Zeichnung von dem weissen, porzellanartigen Untergrunde, besonders beim Befeuchten des Stückes, prächtig ab. Die Spalten werden an ihren Enden häufig äusserst fein; indess in die dünnsten Spitzen erstreckt sich das Glas, wie die Dünnschliffe lehren.

Zirkel fand im Sandstein des letzterwähnten Fundpunktes die Cordierite von besonderer Grösse. Bei den mir zur Verfügung stehenden Schliffen des Vorkommens tritt dies Contactmineral recht spärlich auf, wie es bei der Veränderlichkeit der Erscheinungen des Contactmetamorphismus nicht verwunderlich ist. Die Zwillingsbildung nach $\infty$P (110) ist indess gut zu erkennen.

Das Gesteinsglas der Sababurg ist an dieser Stelle zu erwähnen, weil jedenfalls ein Theil des Vorkommens als Contact-

product von Sandstein mit Basalt aufzufassen ist (S. 40). Ich habe Stücke sammeln können, an welchen der Uebergang von grauem Sandstein in das schwarze Glas direct zu beobachten war.

Die mikroskopische Beschreibung des Glases ist verschiedentlich gegeben worden (Vergl. bes. MÖHL, die Gesteine der Sababurg in Hessen, 1869).

Man kann an den Glasstücken öfters eine Zonenfolge unterscheiden. Zu äusserst gewahrt man dann eine schwarze, glasglänzende, feinporöse Schicht, welche von Schnüren und Lagen einer gelblichbraunen, erdigen, leicht in Salzsäure löslichen Masse, wohl dem Verwitterungsproduct des Glases, durchzogen ist und deshalb leicht auseinander bröckelt. Auf dies feinporöse Glas folgt ein dichtes, schwarzes, pechglänzendes mit muscheligem Bruch. Eine mehr grauschwarze Zone führt schliesslich zum Basalt über. Dieser ist nach Dr. E. MÖLLER zuweilen allseitig, zumeist aber nur einseitig vom Glase umgeben. U. d. M. zeigen die äusseren Glasmassen gelbe bis gelbbraune Farbe. Einzelne Schliffe sind fast frei von Mineralausscheidungen und zeigen ein einheitliches Glas ohne Fluidalerscheinungen. In den Schliffen der äusseren Zone sind kuglige und längliche Dampfporen zuweilen häufig. Zumeist liegen im Glase einzelne Plagioklase, öfter mit schlauchförmigen Glaseinschlüssen. Dieser Feldspath ist der Regel nach von einem tiefbraunen, breiten Saum umgeben, dessen Umgrenzung rundlich, oval, seltener lang elliptisch ist. Oft erscheinen diese braunen, sphärolithischen Gebilde im Schliff auch ohne Feldspathcentrum (Vergl. die Abbildungen bei MÖHL, Die Gesteine der Sababurg, Fig. 8, 9 und 10, sowie MÖHL, Zusammenstellung etc. einer Sammlung typischer Basalte, Neues Jahrbuch f. Min. 1874, Taf. XI, Fig. 1). Dann mag der Schliff den Plagioklaskern nicht getroffen haben. Die Säume sind verworren, büschelig feinfaserig aufgebaut in der Art, dass die Fasern von dem Centrum roh radial ausstrahlen. Ihre Längsrichtung ist optisch positiv. Ihre Erscheinungsart ist am ehesten mit der vom Titaneisen[1]) in Einklang zu bringen (Vergl. S. 70).

---

[1]) Aehnliche Büschel beschreibt z. B. SINIGALLIA als Säume um Feldspathe in glasigen Gesteinen des Vesuv und deutet sie gleichfalls als Titaneisen (Neues Jahrb. f. Mineralogie, Beilage-Band VII, 1891, 424).

Die Feldspathkrystalle sind oft skelettförmig ausgebildet.

Schliffe, mehr dem Innern der Glasknollen entnommen, zeigen die büscheligen, braunen Ausscheidungen in immer grösseren Mengen, bis schliesslich die ganze Masse aus ihnen besteht. Die Schliffe sind dann kaum durchscheinend. Die Feldspathdurchschnitte erscheinen wie grell beleuchtete Schlitze in der das Licht schwer durchlassenden Sphärolithenmasse. Die einzelnen, sphärolithischen Bildungen liegen ohne regelmässige, äussere Formentwicklung aneinander. Glasmasse tritt nur selten zwischen ihnen hervor. Der Uebergang in den Basalt ist ein allmählicher. Feldspath wird reichlicher, Augit und Eisenerze stellen sich ein.

In den beschriebenen Gläsern ist hiernach kein Quarz als Rest eingeschmolzenen Sandsteins oder Sandes zu bemerken. Der Feldspathgehalt macht es weiterhin sehr wahrscheinlich, dass der Hauptsache nach das Glas dem Basalt zuzurechnen ist. Die Art der anstehenden Vorkommnisse zeigt indess, dass man es nicht mit einer glasigen Oberflächenerstarrung zu thun hat, dass vielmehr Einschlüsse eine glasreiche Ausbildung des Basaltes in ihrer Umgebung veranlassten, wie es ja auch sonst bei Einschlüssen bekannt ist. Weiterhin wurden dann auch Stücke gesammelt, an denen Basalt und Sandstein noch vereinigt waren. Zwischen ihnen befand sich eine Lage schwarzen Glases.

Die Umänderungen, welche solche noch theilweise erhaltenen Sandsteineinschlüsse erfahren haben, entsprechen den oben (S. 89 bis 92) beschriebenen. Das Glas, in welchem die Quarzreste schwimmen, ist zumeist farblos, braune Glasmassen finden sich nur fleckenweise.

In einem Schliff ist das farblose Glas recht deutlich perlitisch abgesondert. Die kleineren Perlitkugeln sind optisch abnorm und ergeben im parallelen, polarisirten Licht ein breites Auslöschungskreuz. Die vier aufhellenden Stellen auf den kreisförmigen Durchschnitten liegen als Saum ganz am Rande. Die Radien der Kugel sind optisch positiv.

Magnetite sind oft reichlich vorhanden, auch durchscheinende Spinelle finden sich. Cordierit kommt wohlausgebildet zuweilen recht zahlreich vor. Besonders zu bemerken sind lange, leicht

gelblichgrüne bis farblose Nadeln ganz vom Aussehen des Augits, welche sich besonders in einem Schliff mit hellem und braunem Glase finden. Es liegt indess kein monokliner Augit hier vor, denn sämmtliche Nadeln löschen orientirt aus; die Längsrichtung ist optisch positiv. Hiernach hat man es mit rhombischem Augit als Contactproduct zu thun, worauf ausser den obigen Verhältnissen auch die niedrigen Polarisationstöne hinweisen. Die Enden der Nadeln sind oft skelettartig mehrstrahlig zugespitzt. Auch Krümmungen der Nadeln, zuweilen unter wedelartiger Ausbildung der Kryställchen kommen vor. An dieser Stelle sei bemerkt, dass solche Nadeln allem Anschein nach rhombischen Augites auch im Glase umgeänderter Sandsteine der Blauen Kuppe und des Steinberges bei Ober-Listingen wahrgenommen wurden.

# Die Lagerstätte der Zink-, Blei- und Kupfererzgrube »Gute Hoffnung« bei Werlau am Rhein[1]).

Von Herrn **L. Souheur** in Aachen.

(Hierzu Tafel XVII.)

---

Die Schichten, in welchen die Lagerstätte der Zink-, Blei- und Kupfererzgrube »Gute Hoffnung« bei Werlau am Rhein, nördlich von St. Goar auftritt, gehören dem Unterdevon an, und zwar dem Unter-Coblenz, welches im Rheinprofil von Ober-Wesel bis Boppard reicht. Diese Schichten bestehen aus Thon- und Grauwacken-Schiefern, in welche häufige, meist aber nicht sehr mächtige Grauwackenbänke, die oft quarzitische Natur haben, eingelagert sind. Ferner treten in vielen Zügen Sericitschiefer mit

---

[1]) Vergl. Bauer, Die Silber-, Blei- und Kupfererzgänge von Holzappel an der Lahn, Wellmich und Werlau am Rhein. Karsten's Archiv für Bergbau etc. Bd. XV, Jahrg. 1841.

Wenkenbach, Beschreibung der im Herzogthum Nassau an der (unteren) Lahn und am Rhein aufsetzenden Erzgänge. Odernheimer, Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogthum Nassau Bd. I, 1865 S. 104.

v. Groddeck, Die Lehre von den Lagerstätten S. 128. — Zur Kenntniss einiger Sericitgesteine. Neues Jahrb. für Mineral., Jahrg. 1883, II. Beilageband, S. 72. — Ueber Lagergänge. Berg- und Hüttenmänn. Zeitung 1885. — Gangthonschiefer, Thonschiefer und Sericitthonschiefer. Dieses Jahrb. 1885, S. 1.

Holzapfel, Das Rheinthal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abhandlungen d. Königl. Preuss. geol. Landesanstalt 1892. Neue Folge. Heft 15.

Ausscheidungen von meist kaolinisirten Albiten (Porphyroide) auf. Die älteren Gesteine sind auf den Höhen von diluvialen Ablagerungen überdeckt, welche in der Nähe des Rheines aus Löss, in weiterer Entfernung aus Lehm bestehen.

Die Schieferung der Gesteine ist eine unregelmässige und gewöhnlich transversale.

Die Schichten streichen mit vielen örtlichen Abweichungen in hora 4 bis $4^1/_2$. Das gewöhnlich zwischen 30 und 60 Grad schwankende Einfallen ist durchgängig nach Süden gerichtet. Zuweilen findet man indessen auch nördliches Fallen, indem die Schichten zu kleinen, oft nur wenige Meter messenden Mulden und Sätteln zusammengefaltet sind. Doch zeigt sich auch hier das Vorherrschen des südlichen Einfallens, indem der südliche Sattelflügel in der Regel der längere und flachere ist. Dies Verhalten ist vielfach an den Abhängen des Rheinthales zu beobachten, z. B. unter dem Rheinfels bei der Eisenbahnbrücke über den Gründelbach.

Während hier die Faltung und Knickung selbst im kleinsten Maassstabe ohne Verletzung des Zusammenhanges der Schichten vor sich gegangen ist, ist das Gestein an anderen Stellen oft zertrümmert worden, sodass man nur ein Gewirr von mannigfach gestauchten Schieferblättern und Grauwackenbänken, die wohl durch Quarz verkittet sind, vor sich hat.

Ausser diesen Erscheinungen beobachtet man auch Störungen in grösserem Maassstabe, sowohl streichende, Faltenverwerfungen und Ueberschiebungen, als auch Querspalten.

## Der Erzgang.

Die Lagerstätte der Grube »Gute Hoffnung« ist ein Gang mit einem Nebentrum, welches an den wenigen aufgeschlossenen Stellen etwa zehn Meter im Hangenden des Hauptganges liegt. In den oberen Teufen sind noch mehrere Trümer bekannt gewesen. Der Gang ist, wie Bauer nachgewiesen hat, ein Theil des grossen Gangzuges, der sich von Holzappel an der Lahn über Obernhof, westlich von Singhofen vorbei über Dalheim, Ehrenthal, Werlau und Norath bis nach Peterswalde in einer Länge von über 50 Kilometer verfolgen lässt. Obwohl der Zusammenhang

nicht direct nachgewiesen ist, so zeigt doch das übereinstimmende geognostische Verhalten der verschiedenen Gänge an den einzelnen, jetzt meist verlassenen Betriebspunkten, sowie der Umstand, dass die an sehr vielen Orten in der angegebenen Streichungslinie unternommenen Schürfarbeiten Lagerstätten (wenn auch oft unbauwürdig) aufgeschlossen haben, den Zusammenhang der Gänge.

Das Streichen des Werlauer Ganges ist nicht überall das gleiche. In den oberen Sohlen verläuft dasselbe in einem flachen Bogen, dessen Haupt-Richtung in hora $3^1/_2$ angenommen werden kann, während das Gangstreichen in den tieferen Sohlen mehr gradlinig ist, und in hora $4^1/_2$ liegt.

Diese Verschiedenheit ist, wie später gezeigt werden soll, durch eine Gebirgsstörung verursacht.

Das Einfallen schwankt zwischen 50 und 90 Grad, gewöhnlich beträgt es 70 bis 75 Grad.

Die Mächtigkeit der Gangspalte wechselt zwischen $^1/_3$ und 4 Meter, als durchschnittliche Mächtigkeit kann man 1 Meter annehmen.

Das Erz ist nicht gleichmässig im Gangraume vertheilt, vielmehr wechseln erzreiche und taube Mittel mit einander ab. Der Uebergang aus einem tauben Mittel in ein erzreiches ist ein ganz allmählicher. Eine Regelmässigkeit der Anordnung der Mittel in der Gangspalte, etwa nach Art der Erzfälle [1]) ist nicht zu beobachten. Man unterscheidet von O. nach W. folgende, durch taube Partieen von einander getrennte Erzmittel: 1. Das tiefe Rheinstollen - Mittel. 2. Das Florenzschachter Mittel. 3. Das Mittelschachter Mittel. 4. Das Philippschachter Mittel. 5. Das Ehrenreicher Mittel. 6. Das Friedrichsschachter Mittel. 7. Das Franzschachter Mittel.

Das Mittelschachter und Philippschachter Mittel vereinigen sich in der Teufe. Die streichende Länge dieser Mittel zusammengenommen beträgt etwa 600 Meter, während der Gang selbst auf einer Länge von 1500 Meter überfahren ist.

Die Ausfüllungsmasse der Gangspalte ist: Quarz, Zinkblende,

---

[1]) Vergl. v. Groddeck, Die Lehre von den Lagerstätten S. 176.

Bleiglanz, Kupferkies, sowie Stücke des Nebengesteins. Daneben kommen untergeordnet Spatheisenstein und Schwefelkies vor. Im hangenden Trum sollen ausser den angeführten Mineralien noch Fahlerze auftreten. In der Textur der Gangmasse ist keinerlei Regelmässigkeit zu beobachten. Auch für die heutigen Aufschlüsse gilt vollkommen die BAUER'sche Beschreibung[1]) aus dem Jahre 1841: »Die vorwaltenden Erzarten, silberreicher Bleiglanz, Blende, Eisen- und Kupferkies und Spatheisenstein sind mehr oder weniger derb, in grösseren und kleineren Parthieen, theils streifenförmig, theils butzenförmig in unbestimmt eckigen Formen dem Quarz als Gangart eingesprengt. Dazwischen treten schwächere und stärkere, oft gebogene und mehrfach gekrümmte oder gestauchte Lagen eines fetten Thonschiefers auf«. Eigentliche Ringel- oder Cocardenerze sind in der Werlauer Grube nicht zu beobachten, während auf der Halde der benachbarten (jetzt verlassenen) Ehrenthaler Grube schöne Handstücke davon zu finden sind. Immerhin sind aber auch im Werlauer Gange Breccienbildungen nicht selten.

Interessant ist der Unterschied der Ausfüllungsweise, welche häufig an demselben Ortsstosse im Hangenden und Liegenden zu erkennen ist. Während nämlich im hangenden Theile des Ganges mannigfach gestauchte und gebogene Schieferblätter vorkommen, zwischen deren aufgespaltenen Schieferungsfugen Quarz und Erz bandförmig eingelagert ist, zeigt die liegende Partie eine mehr dichte Textur, indem hier derber Quarz mit eingesprengtem Erz, oder auch derbes Erz vorkommt.

Die Structur der Blende und des Bleiglanzes ist eine sehr wechselnde. Es kommen alle Zwischenstufen zwischen ganz feinkörnigen und grobkrystallinischen Varietäten vor. Drusen sind im Erze nicht vorhanden, dagegen im Quarz häufig. Sie enthalten neben oft sehr verzerrten (plattenförmig nach $\{10\bar{1}0\}$) Krystallen von Quarz solche von Dolomit, Kupferkies und selten Zinkblende. Noch seltener scheinen Krystalle von Bleiglanz zu sein. An Menge übertrifft die Zinkblende den Bleiglanz ungefähr um das Doppelte, während der Kupferkies sehr zurücktritt.

---

[1]) KARSTEN's Archiv XV, 1, S. 190.

Was die Lage des Ganges zu den Schichten betrifft, so muss bemerkt werden, dass die genaue Beobachtung des Streichens und Einfallens des aus Schiefern mit eingelagerten Grauwackenbänken bestehenden Nebengesteins infolge der falschen Schieferung und der vielen Ablösungen besonders bei der mangelhaften Beleuchtung in der Grube sehr erschwert ist. Indess ist die Lagerung bei einiger Aufmerksamkeit überall dort zu erkennen, wo es möglich ist, den Verlauf einer Grauwackenbank zu verfolgen.

Der Gang liegt nicht parallel zwischen den Schichten, wie v. Groddeck angegeben hat; vielmehr schneidet er sowohl im Streichen als im Einfallen die Schichten unter einem freilich meist sehr spitzen Winkel.

Dies Verhalten wurde an drei Stellen, an welchen infolge des Auftretens von Grauwackenlagen eine Beobachtung möglich war, unzweifelhaft festgestellt:

1. Am Feldort im Franzschachter Mittel auf der 23 Meter-Sohle steht der Gang senkrecht. Die Schichten bestehen aus regellos geschieferten Thonschiefern, welche eine Beobachtung des Einfallens nicht gestatten. Doch liegt in denselben, und zwar im Hangenden des Ganges eine 5 Centimeter dicke Grauwackenschicht, welche ein deutliches nördliches Einfallen von 50 Grad zeigt. Der am Gange scharf abschneidende Schichtenkopf zeigt eine Abrundung. Im Liegenden des Ganges ist die Fortsetzung der Grauwackenschicht nicht vorhanden.

2. Im Mittelschachter Mittel am obersten Firstenstoss unter der Friedrich-Wilhelmstollensohle hat der $1^1/_2$ Meter mächtige Gang ein südliches Einfallen von 70 Grad. Eine im Liegenden des Ganges befindliche Grauwackenschicht fällt mit 40 Grad nach S. ein. Sie schneidet ebenfalls scharf am Gange ab und ist ebenso am Schnittpunkte gerundet; auch hier ist ihre Fortsetzung im Hangenden des Ganges nicht zu finden.

3. Das hangende Trum auf der 23 Meter-Sohle am Mittelschacht hat $^3/_4$ Meter Mächtigkeit und ein südliches Einfallen von 70 Grad. Eine im Hangenden liegende mächtige Grauwackenbank fällt mit 60 Grad nach S. Der Schichtenkopf schneidet scharf am Gange ab. Ihre Fortsetzung ist im Liegenden nicht vorhanden.

Eine Parallelität des Schichten- und des Gangeinfallens wurde an keiner Stelle beobachtet.

Das Streichen ist aus dem Querprofil, wie es ein Ortsstoss zeigt, nicht zu erkennen, vielmehr bedarf es dazu eines Längenprofils. Dieses ist an den Seitenstössen einer Gangstrecke gegeben; indess bedecken sich dieselben so schnell mit Schmand und Lampenruss, dass selbst in frischen Strecken eine genaue Beobachtung unmöglich ist.

Trotzdem kann man mit genügender Sicherheit feststellen, dass der Gang die Schichten auch im Streichen schneidet.

Denn wären Gang und Schichtenstreichen parallel, so müsste eine beim Gangstreckenbetrieb einmal angefahrene Grauwackenbank beim Voranschreiten des Ortes aushalten, und ihre Schnittstelle mit dem Gange stets in derselben Höhe über der Sohle bleiben. In Wirklichkeit aber verschwinden nach Angabe der Werlauer Bergleute die Grauwackenbänke nach kurzer Zeit bald in der Firste, bald in der Sohle, und zwar kommt beides vor beim Voranschreiten desselben Ortes in derselben Richtung. Hieraus folgt: Schreitet der Ort von O. nach W. vor, und sinkt die Grauwackenschicht in die Sohle, so weicht das Gangstreichen vom Gesteinsstreichen nach S. hin ab, steigt die Grauwackenschicht in die Firste, so ist die Abweichung eine nördliche. Das Umgekehrte ist der Fall beim Voranschreiten des Ortes in entgegengesetzter Richtung.

Der Gang kann demnach nicht als Lagergang bezeichnet werden, sofern man unter Lagergängen solche Gänge versteht, welche »dasselbe Streichen und Fallen (wie ihr geschichtetes Nebengestein) besitzen, also zwischen den Schichten liegen« [1]). Versteht man hingegen unter Lagergang — und so wird der Begriff ebenfalls erklärt [2]) — einen Gang, der die Schichten im Streichen und Fallen unter kleinem Winkel schneidet, so ist der Werlauer Gang ein Lagergang.

---

[1]) Vergl. v. Groddeck, Lagerstättenl. S. 11.

[2]) v. Groddeck selbst erklärt den Lagergang bald in der einen, bald in der anderen Weise. Vergl. Lagerstättenl. S. 228.

Der Gang der Grube »Gute Hoffnung« stimmt demnach in seinem Verhalten zu den Schichten des Nebengesteins vollkommen überein mit dem Holzappeler Gang, von dem Wenkenbach nachgewiesen hat, dass er die Schichten durchsetzt, und kein eigentlicher Lagergang ist.

Aus dem Umstande, dass die Fortsetzungen der Grauwackenschichten auf der anderen Seite des Ganges nicht zu finden waren, ergiebt sich, dass die Gangspalte einen Verwurf des Nebengesteins bewirkt. Die Verwurfshöhe ist jedoch, bei der Unmöglichkeit, bestimmte Schichten zu identificiren, nicht zu ermitteln. Dass ferner der Gang eine Spaltenverwerfung und nicht, wie v. Groddeck infolge der Lage desselben zu den Schichten für wahrscheinlich hält [1]), eine Faltenverwerfung ist, geht daraus hervor, dass die Schichtenköpfe stets glatt am Gange abschneiden, und sich nicht, wie dies bei Faltenverwerfungen die Regel ist, in die Kluft hineinziehen. Die Rundung der Grauwackenschichtenköpfe dürfte vielleicht auf die erfolgte Lageveränderung des Hangenden zum Liegenden zurückzuführen sein. Dass übrigens solche Lageveränderungen auch nach Ausfüllung des Gangraumes mit Erz vorgekommen sind, beweist das breccienartige Vorkommen von Erz, welches hier und da gefunden wird.

## Das Weisse Gebirge.

Ein steter Begleiter des Erzganges ist ein Gang von Weissem Gebirge, einem sericitischen Gestein, welches v. Groddeck einer eingehenden chemischen und petrographischen Untersuchung unterzogen hat [2]). In seinen ersten Arbeiten unterscheidet v. Groddeck ein lagerartiges Vorkommen, welches er als metamorphosirte Schiefer bezeichnet und ein gangförmiges, das er für Diabas hält, während er in seiner letzten Arbeit von Weissem Gebirge schlechthin als von umgewandelten Schiefern spricht.

Holzapfel [3]) wendet den Ausdruck nur für das gangförmige Vorkommen an und hält dasselbe in Uebereinstimmung mit v. Groddeck's älterer Ansicht für Diabas in Gangform.

---

[1]) v. Groddeck, Lagerstättenl. S. 316.

[2]) Siehe die Litteraturangaben.

[3]) Vergl. Holzapfel, Das Rheinthal u. s. w. S. 74.

Jedenfalls tritt das Werlauer Weisse Gebirge gangförmig auf. Ausser dem durch die Grubenbaue aufgeschlossenen Weissen Gebirge sind nördlich vom Mundloche des tiefen Rheinstollens auf einer Strecke von rund 350 Meter am Rheinabhange noch vier Vorkommen zu beobachten, welche deutlich das Nebengestein durchsetzen, ohne jedoch einen Verwurf desselben zu bewirken.

Der Weisse Gebirgsgang, welcher den Werlauer Erzgang begleitet, streicht im Hangenden des letzteren, und zwar im Grossen und Ganzen parallel mit demselben. Er liegt bis zu 10 Meter vom Erzgang entfernt, kommt aber oft ganz nahe an denselben heran und schleppt sich mit ihm. An einer Stelle auf der 120 Meter-Sohle durchsetzt er ihn im Streichen unter einem Winkel von 30 Grad. An einer Stelle auf der 90 Meter-Sohle im tiefen Rheinstollenmittel ist er statt im Hangenden im Liegenden angefahren worden. Dort, wo sich das Weisse Gebirge mit dem Erzgange schleppt, ist gewöhnlich eine scharfe Grenze zwischen der Ausfüllungsmasse des Erzganges und dem Weissen Gebirge zu erkennen. Es giebt jedoch auch Stellen, wo das Weisse Gebirge mit der Gangart und dem Erze des Erzganges breccienartig durcheinander liegt. Im Franzschachter Mittel bildet das Weisse Gebirge sogar ausschliesslich die Gangart des Erzganges, zwischen welcher das Erz streifenförmig eingelagert ist. Bezüglich der Frage nach dem relativen Alter beider Gänge sei auf die Arbeit Holzapfel's verwiesen.

## Störungen.

Eine Eigenthümlichkeit des Holzappel-Werlauer Gangzuges sind die »Bänke«, Erscheinungen, welche zum ersten Male von Bauer beschrieben, jedoch nicht richtig erklärt worden sind.

Die Bänke sind Verschiebungen, die den Gang in seinem Einfallen verwerfen, wie sie im Siegerlande allgemein unter dem Namen »Deckelklüfte« bekannt sind [1]).

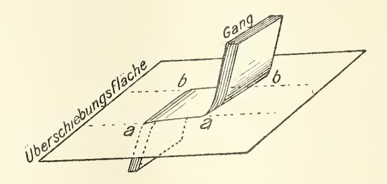
Die in der nachfolgenden perspectivischen Abbildung [2]) einer Verschiebung mit *ab*, *ab* bezeichneten Linien werden auf der

---

[1]) Vergl. Schmeiser, Das Unterdevon des Siegerlandes und die darin aufsetzenden Gänge. Dieses Jahrb. für 1882.

[2]) Aus Köhler, Die Störungen der Gänge u. s. w. Leipzig 1886.

Werlauer Grube Kreuzlinien genannt. Der von diesen Linien eingeschlossene Theil der Ueberschiebungskluft heisst kurzweg Bankfläche.




Es sind zur Zeit in der Werlauer Grube fünf solcher Bänke bekannt, jedoch grösstentheils nur aus den vorhandenen Rissen.

Sie verwerfen den Gang in der Weise, dass sein Querprofil eine treppenförmige Figur bildet.

Die Bänke sind in den Skizzen auf der Tafel XVII *A*, *B*, *C* etc. bezeichnet.

Die mit *F* bezeichnete ist schon Bauer bekannt gewesen, welcher ausserdem noch eine in höheren Sohlen auftretende Bank beschreibt, deren Lage aus den Grubenrissen nicht mehr zu ersehen ist.

Die bedeutendsten, und in ihrer Längenausdehnung sich durch das ganze Grubenfeld erstreckenden, sind die Bänke *B* und *E*, während die übrigen sich auf einen Theil des Feldes beschränken. Die Bänke haben ihrem Charakter als Verschiebungen entsprechend ein flacheres Fallen als die Schichten und der Gang. Die Richtung ihres Einfallens ist nicht genau dieselbe, wie diejenige des Gangeinfallens, vielmehr ist jene mehr eine östliche, diese mehr eine südöstliche. Die Folge davon ist, dass die Bankflächen nach O. hin einsinken, sodass man ein und dieselbe Bank im östlichen Theile des Grubenfeldes in grösserer Teufe finden muss, als im westlichen, ein Verhalten, das aus den Gangprofilen sehr deutlich zu ersehen ist.

Die Breite der Bänke ist nicht an allen Stellen dieselbe. Im Allgemeinen haben sie das Bestreben, sich nach O. hin zu verbreitern, woraus man schliessen muss, dass die schiebende Kraft,

welche den Verwurf bewirkte, nach O. zu grösser gewesen, oder geringeren Widerstand gefunden hat, als im W., und so ein Drehmoment auf die obere fortgeschobene Gebirgsscholle ausgeübt hat.

Etwas abweichend ist die grösste Bank *B* ausgebildet. Sie ist zwar im östlichen Theile breiter, als an ihrem westlichen Ende, hat jedoch ihre grösste Ausdehnung in der Mitte.

Aus diesem Verhalten der Bänke ist auch die oben angeführte Thatsache erklärt, dass das Streichen des Ganges in den oberen Sohlen verschieden ist von demjenigen in den unteren.

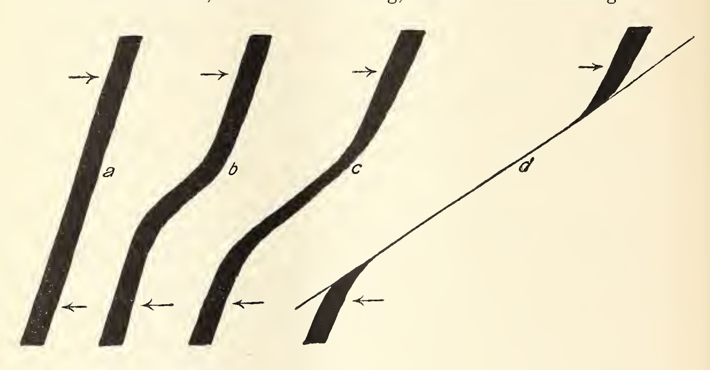
Die sehr kleine Bank *F* bildet eine Ausnahme, indem sie sich nach W. verbreitert. Die Grösse des Verwurfs durch die Bänke, ihr Einfallen u. s. w., ist aus den maassstäblich gezeichneten Profilen zu ersehen, weshalb Angaben darüber überflüssig sind.

Die Mächtigkeit der Ueberschiebungskluft beträgt meist nur wenige Centimeter. Die Wände derselben sind glatt polirt und zeigen Furchen in der Richtung des Einfallens. Die Ausfüllung besteht aus Letten und feinen Erzschnürchen, welche zum Theil grobkrystallinisches Gefüge haben, ein Beweis, dass ein Erzabsatz auch nach Bildung der Bänke noch stattgefunden hat.

Der Gang schneidet auf der Bankfläche nicht scharf ab, sondern zieht sich allmählich in dieselbe hinein. Dasselbe zeigen, wenn auch nicht in demselben Maasse, die Schichten. An vielen Stellen hat die Schichtung resp. Schieferung über und unter der Kluft verschiedenes, an einzelnen Stellen sogar entgegengesetztes Einfallen, so in dem tauben Mittel zwischen Florenzschacht und Mittelschacht auf der 150 Meter-Sohle, wo die Schieferung oberhalb der mit etwa 15 Grad einfallenden, 3 Centimeter mächtigen Kluft ein nördliches Einfallen von 80 Grad und unterhalb derselben ein südliches von 45 Grad hat.

Die schiebende Kraft, welche die Bänke gebildet, hat aber nicht überall die obere Gebirgsscholle soweit verschoben, dass eine Trennung der beiden Gangstücke über und unter der Bank bewirkt worden ist; vielmehr zeigen die Bänke nach ihrem westlichen Ende zu, wo sie an Breite immer mehr abnehmen, noch den Zusammenhang der beiden Gangtheile.

Es ist dies eine sehr leicht begreifliche Erscheinung. Denn denkt man sich, dass auf einen Gang, dessen Profil durch Fig. *a*




dargestellt ist, Kräfte wirken, deren Resultanten durch die Pfeile angedeutet sein sollen, so wird derselbe allmählich verbogen und ausgereckt (*b* und *c*), bis die Elasticitätsgrenze erreicht ist und ein Bruch entsteht. Wirkt jetzt die Kraft noch weiter, so wird die obere Gebirgsscholle auf der Bruchfläche über der unteren fortgeschoben, (*d*). In Fig. *b* und *c* haben wir also eine Bank ohne eigentliche Verwerfungserscheinungen, in Fig. *d* eine regelrechte Verschiebung. Hiernach sind also die Bänke als Veränderungen im Gangeinfallen anzusehen, welche durch eine Horizontalkraft nach Bildung der Gangspalte verursacht sind. Und zwar spricht nichts dagegen, dass sie derselben Kraft ihre Entstehung verdanken, welche in der ganzen Gegend die eingangs erwähnte mannigfache Faltung und Stauchung der Schichten bewirkt hat.

Im Gegensatz hierzu giebt Bauer, zu dessen Zeit Verschiebungen noch nicht so allgemein bekannt waren, wie jetzt [1]), für die Entstehung der Bänke eine andere Erklärung, welche aber mit den von ihm selbst beobachteten Thatsachen im Widerspruch steht.

---

[1]) Vergl. Köhler, Die Störungen der Gänge. Vorw. und S. 25.

Er sagt bezüglich der Bänke (S. 155 u. f.). »Die Wände des Ganges, Hangendes und Liegendes, sind jedoch keineswegs vollkommene Ebenen, vielmehr erleiden dieselben mannigfache Biegungen, entstanden bei der Bildung der Gangspalte, durch das Abweichen derselben in ihrer Fallrichtung auf den verschiedenen Gesteinsschichten. Ohne Zweifel setzten die verschiedenartigen Gesteinsschichten der Spalten-bildenden Kraft auch einen verschiedenen Widerstand entgegen, einen Widerstand, welcher mit der Festigkeit und Härte der betreffenden Gesteinspartieen in geradem Verhältnisse gestanden haben mag.

In Folge dieser Abweichungen der Gangspalte von ihrer ursprünglichen Fallungsrichtung erscheinen Hangendes und Liegendes des Ganges als eine Reihenfolge mehr oder weniger bedeutender, wulst- oder bankartiger Vorsprünge, welche also sämmtlich mit dem Neigungswinkel der Schnittlinie von W. gegen O. im Gangraume einschieben«.

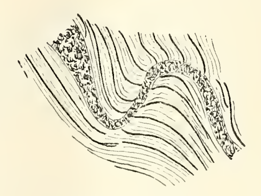
Noch weiter geht v. Groddeck. Die in seiner Lagerstättenlehre S. 228 enthaltene Notiz über den Holzappel-Werlauer Gangzug erweckt die Vorstellung, als sei der Gang durch Aufreissen des Gebirges längs einer Schichtungsfuge entstanden, die Spalte sei jedoch nicht immer derselben Fuge gefolgt, sondern an einzelnen Stellen quer durch die darüber liegenden Schichten gebrochen, um dann wieder einer neuen Schichtungsfuge zu folgen.

Bauer beschreibt eine Reihe Eigenschaften der Bänke, die sehr gut auf Verschiebungen passen, hingegen sich bei seiner Annahme nur schwer oder gar nicht erklären lassen.

Seine Erklärung für die von ihm gemachte Beobachtung, dass die Bänke stets geringere Mächtigkeit haben als der Gang, sowie dass ihre Wände Furchen zeigen, mag ja für sich allein betrachtet noch annehmbar sein. Schwieriger ist schon eine Erklärung für die Thatsache, dass die Bänke nach O. einsinken, sowie dass die Breite der Bankfläche zu- resp. abnimmt. Er sagt in Bezug hierauf S. 156: »Die Ursache dieses Verhaltens dürfte vielleicht mit darin liegen, dass die Gebirgsschichten in ihrer Festigkeit und Härte, sowie in ihrer Streichungsrichtung nur höchst selten in allen Teufen sich ganz gleich bleiben, mithin die Ursache der Abweichung im Schnitte des Ganges mit denselben sich ebenfalls

verändern.« Es ist dies eine Erklärung, deren Gezwungenheit im Vergleich zu unserer Erklärung dieser Thatsachen einleuchtet.

Ganz unmöglich aber ist, von Bauer's Standpunkt aus eine Erklärung für die von ihm gemachte Beobachtung zu finden, dass das Nebengestein die Biegung der kleineren Bänke (oder wie wir sagen würden, derjenigen ohne eigentliche Verwurfserscheinungen) mitmacht. Er beschreibt S. 185 eine widersinnig einfallende Bank und giebt die in der nachstehenden Figur wiedergegebene Abbildung davon. Er sagt mit Bezug auf diese: »Der Gang wirft

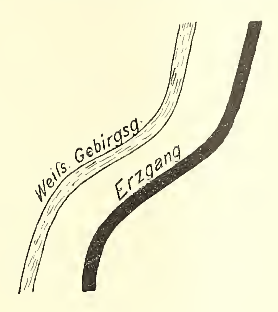


Ansicht gegen Osten.

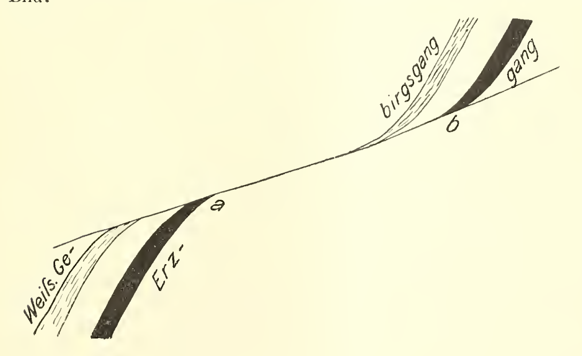
solchergestalt einen Sattel und eine Mulde, welche das hier nicht ganz regelmässige Nebengestein theilweise mitmacht«. S. 158 sagt er: »Das Mitbiegen des Nebengesteins ist übrigens eine ziemlich häufige Erscheinung bei den kleineren Veränderungen des Gangeinfallens. Auch weit vom Gange entfernt zeigt das Gebirge Neigung zu bankartiger Schichtenbildung, und diese Gesteinsbänke schieben dann merkwürdig genug ebenfalls gegen Osten ein«.

Diese Erscheinungen, welche Bauer nicht zu erklären vermag, sind, sobald man eine secundäre Kraftwirkung annimmt, selbstverständlich. Denn da der Gang und die Schichten nahezu dasselbe Einfallen haben und die schiebende Kraft nicht nur auf den Gang, sondern auch auf die Schichten gewirkt hat, so müssen auch die Schichten eine Biegung erhalten haben, welche jedoch nicht dieselbe, sondern nur annähernd gleich ist derjenigen des Ganges. Läge der Gang parallel zu den Schichten, so würde die Biegung auch eine ganz gleiche sein.

Und in der That machen auch die beiden parallelen Gänge, Erzgang und Weisser Gebirgsgang die gleiche Biegung, also etwa in der Weise, wie es die folgende Figur zeigt.




Natürlich betrifft diese Ueberlegung nur die Bänke ohne Verwurfserscheinungen, oder, wie sie Bauer nennt, die »kleineren Bänke«. Bei den Bänken mit Ueberschiebung kann von einem Mitbiegen der Schichten und des Weissen Gebirges keine Rede mehr sein. Hier zeigen Erzgang und Weisser Gebirgsgang folgendes Bild:



Fasst man von BAUER's Standpunkt aus die Bankfläche *ab* als einen Theil des ursprünglichen Erzganges auf, so muss man, da das Weisse Gebirge nicht parallel der Bankfläche verläuft, von diesem Profile sagen: »Das Weisse Gebirge macht die Bank nicht mit«.

Sieht man jedoch die Bankfläche als eine nachträgliche Gebirgsstörung an, so ist der Ausdruck ungenau, da ebensowohl der Weisse Gebirgsgang als der Erzgang durch die Bank verschoben ist.

Hiermit dürften die von BAUER gemachten und ihm unerklärlichen Beobachtungen hinreichend erklärt sein, dass das Weisse Gebirge die Bänke bald mitmacht, bald nicht, Beobachtungen, welche auch in die Abhandlungen von v. GRODDECK übergegangen und diesem ebenso unerklärlich sind. Er sagt darüber: »Merkwürdig genug nimmt auch das Weisse Gebirge daran Antheil« (nämlich an der Biegung); und an einer anderen Stelle [1]); »Bei dieser Gelegenheit muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass das Weisse Gebirge durchaus nicht immer die Bänke mitzumachen scheint«. —

Quer zum Gange streichende Störungen sind in grosser Zahl vorhanden; sie zeigen meist ein südöstliches Einfallen von 40 bis 80 Grad und sind mit Letten ausgefüllt.

Einen merklichen Verwurf des Ganges bewirken nur zwei von ihnen; die eine, welche im östlichsten Theile des Grubenfeldes durchörtert ist, verwirft den Gang um 3 Meter, die andere, welche einen Verwurf von 43 Metern bewirkt, ist im westlichen Feldestheile auf der Mittelstollensohle durchörtert worden. Beide verwerfen sowohl den Weissen Gebirgsgang als auch die Bänke, sind also jünger als beide. Ausser diesen Lettenklüften treten eine Menge mit Quarz angefüllter Querspalten auf, welche theils älter, theils jünger, als der Gang zu sein scheinen. Manche mögen auch gleichalterig mit demselben sein.

---

1) Neues Jahrb. für Mineral. 1883, II. Beilageband S. 78.

## Druckfehlerverzeichniss

zur Arbeit: »Die Verbreitung der Braunkohlenformation im nördlichen Theile Schlesiens« im Jahrbuch 1891.

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Auf | Seite | 172, Zeile 23 | muss | es | heissen: | Gellendorf für Wellendorf. |
| » | » | 184, Anmerk. 2 | » | » | » | Schossnitz für Schlossnitz. |
| » | » | 185, » 2 | » | » | » | desgl. |
| » | » | 185, » 1 | » | » | » | desgl. |
| » | » | 212, » 27 | » | » | » | Stroppen für Stroppe. |
| » | » | 217, Anmerk. 2 | » | » | » | Schossnitz für Schlossnitz. |
| » | » | 222, Zeile 1 | » | » | » | Formationen für Formation. |
| » | » | 222, » 23 | » | » | » | Schossnitz für Schlossnitz. |

---

## Berichtigungen

zu der Abhandlung: »Die Tiefenverhältnisse der ostholstein'schen Seen« von Herrn W. Ule in Halle a. S. im Jahrbuch für 1890.

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Seite | 107, | Zeile | 16 | von | unten: | 30,280 | statt | 47,176 [1] |
| » | 107, | » | 15 | » | » | 17,370 | » | 27,567 |
| » | 107, | » | 14 | » | » | 12,910 | » | 19,609 |
| » | 110, | » | 7 | » | oben: | 1,14 | » | 1,25 |
| » | 110, | » | 2 | » | unten: | 20,98 | » | 20,8 |
| » | 112, | » | 6 | » | oben: | 3,623 | » | 4,161 |
| » | 112, | » | 18 | » | unten: | 0,3 | » | 1 |
| » | 113, | » | 15 | » | oben: | 1,714 | » | 2,491 |
| » | 114, | » | 8 | » | » | 0,829 | » | 1,213 |
| » | 114, | » | 10 | » | » | Im O. des Sees | » | Denn nur hier |
| » | 114, | » | 6 | » | unten: | 3,218 | » | 4,981 |
| » | 115, | » | 4 | » | » | 1,431 | » | 2,156 |
| » | 116, | » | 10 | » | » | 1,340 | » | 2,228 |

[1] Die Unrichtigkeit der Arealgrössen der Seen, auf welche Verfasser durch Herrn Ingenieur Jakobsen aufmerksam gemacht wurde, ist wahrscheinlich durch einen Fehler des benutzten Polarimeters verursacht. — Auf die in der Abhandlung ausgesprochenen Sätze haben diese Berichtigungen keinen Einfluss.

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Seite | 117, | Zeile | 11 | von oben: | 3,871 | statt | 5,809 |
| » | 118, | » | 13 | » » | Uklei | » | Uglei |
| » | 118, | » | 7 | » unten: | 5,604 | » | 8,693 |
| » | 119, | » | 14 | » oben: | 2,369 | » | 3,471 |

» 121 muss die Tabelle nach diesen Berichtigungen lauten:

| | Arealgrösse qkm | Grösste Tiefe m | Tiefe zu NN. m | Verhältniss der Tiefe zur Arealgrösse $T : \sqrt{T}$ | Reihenfolge nach der Grösse | Reihenfolge nach der relativen Einsenkung |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Gr. Eutiner See . | 2,369 | 17,0 | + 9,9 | 1 : 90 | 7 | 2 |
| Keller See . . . . . | 5,604 | 27,5 | — 3,1 | 1 : 86 | 3 | 3 |
| Diek-See . . . . . | 3,871 | 38,6 | — 16,6 | 1 : 51 | 5 | 8 |
| Behler See . . . . | 3,218 | 43,2 | — 21,2 | 1 : 42 | 6 | 10 |
| Suhrer See . . . . | 1,431 | 24,0 | — 2,0 | 1 : 49 | 9 | 9 |
| Höft-See . . . . . | 0,204 | 19,0 | + 3,0 | 1 : 24 | 12 | 12 |
| Schöh-See . . . . | 0,829 | 30,2 | — 7,7 | 1 : 29 | 11 | 11 |
| Trammer-See . . . | 1,714 | 25,0 | — 4,0 | 1 : 52 | 8 | 7 |
| Vierer See . . . . | 1,340 | 17,7 | + 3,1 | 1 : 65 | 10 | 5 |
| Kl. Plöner See . . | 3,876 | 34,5 | — 13,9 | 1 : 57 | 4 | 6 |
| Gr. Plöner See . . | 30,280 | 60,5 | — 39,5 | — | — | — |
| Ascheberger Theil | 12,910 | 29,0 | — 8,0 | 1 : 124 | 2 | 1 |
| Basauer Theil . . | 17,370 | 60,5 | — 39,5 | 1 : 69 | 1 | 4 |

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Seite | 122, | Zeile | 1 | von oben: | 62 | statt | 75 |
| » | 122, | » | 3 | » » | 24 | » | 30 |
| » | 122, | » | 3 | » » | 124 | » | 153 |
| » | 122, | » | 17 | » » | von O. nach W. | » | von W. nach O. |
| » | 122, | » | 6 | » unten: | Erhebung | » | Erdhebung |
| » | 123, | » | 17 | » oben: | ist | » | sind. |

A. W. Schade's Buchdruckerei (L. Schade) in Berlin, Stallschreiberstr. 45/46.



## Tafel I.

---

Fig. 1—4. *Neurodontopteris impar* (WEISS) POTONIÉ.

Fig. 2 u. 4. Nach Wachsabdrücken der kleineren Fiederchen.

Fig. 3. Ein Theil eines grösseren Fiederchens mit fehlender Spitze.

Aus dem Hangenden von Flötz No. 10 der Zeche Neu-Iserlohn bei Langendreer in Westphalen (WEDEKIND ded. 1882).

Museum der Königl. preuss. geologischen Landesanstalt.

---




W. Staack gez.

Lichtdruck v. A. Frisch.





## Tafel II.

Fig. 1. *Neuropteris* cf. *Scheuchzeri* FRIEDR. HOFFMANN.
Halde aus der 4. oder 5. Tiefbausohle der Steinkohlengrube zu Hostenbach bei Saarbrücken (WINTER leg. 1867. WEISS'sche Sammlung).

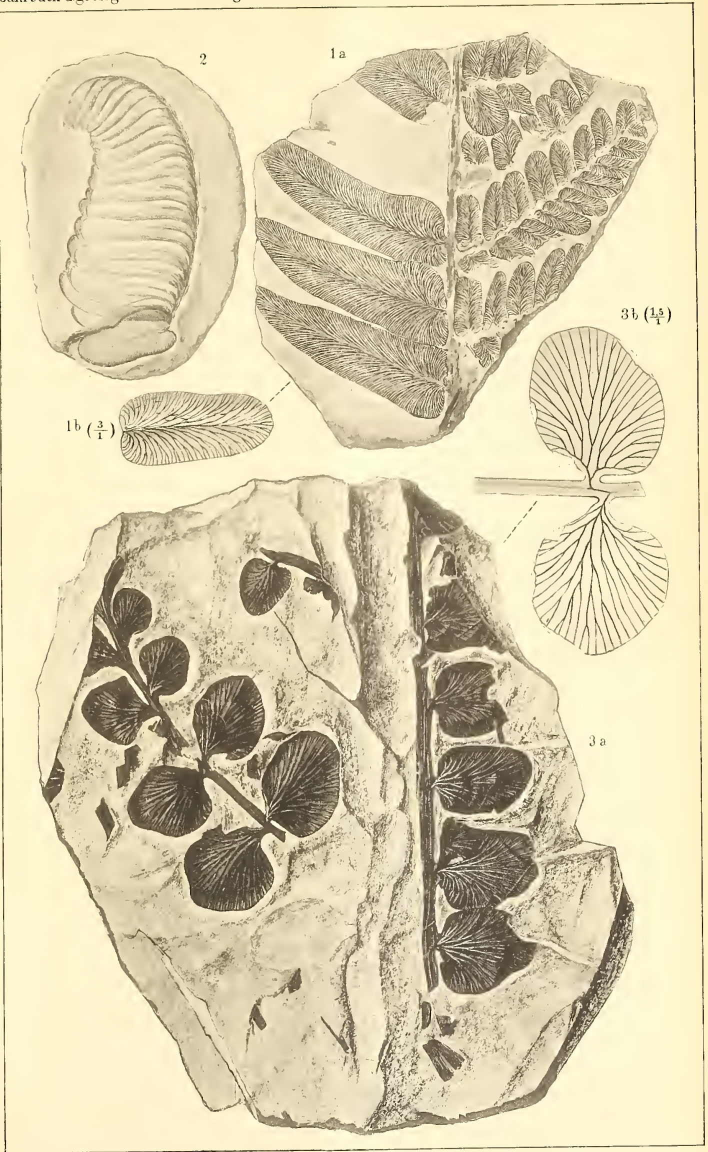
Museum der Königl. preuss. geologischen Landesanstalt.

Fig. 2. Ein jugendliches Wedelstück einer *Neuropteris* - Art (*N. gigantea* STERNB.?).
Coal Measures der Coal brook dale bei Dudley.

Privat-Sammlung des Herrn Dr. JAEKEL.

Fig. 3. *Cyclopteris adiantopteris* E. WEISS ined.
Grube Dudweiler bei Saarbrücken (WEISS'sche Sammlung).

Museum der Königl. preuss. geologischen Landesanstalt.




W. Staack u. E. Ohmann gez.
Lichtdruck v. A. Frisch.





## Tafel III.

---

*Palmatopteris Walteri* (Stur) Potonié.

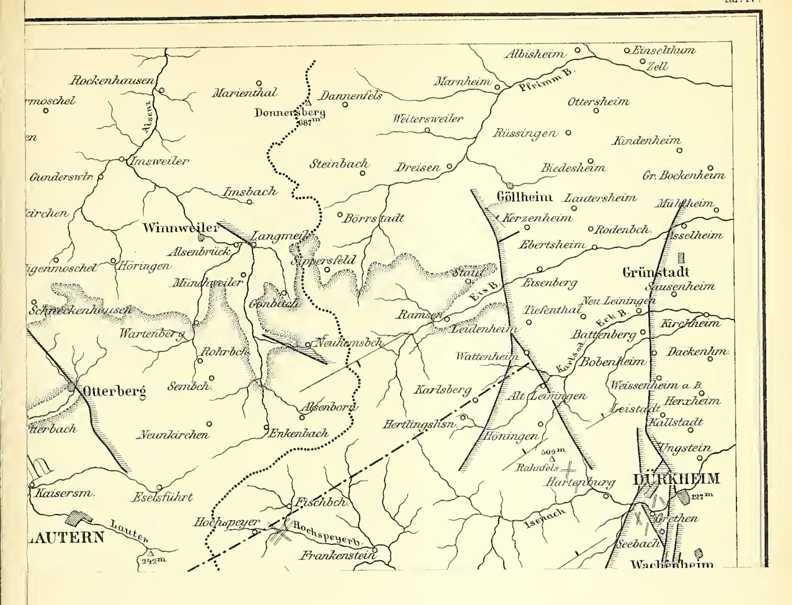
Grube Victor bei Neu-Lässig bei Gottesberg in Mittel-Schlesien (F. Walter leg. et ded.).

Museum der Königl. preuss. geologischen Landesanstalt.




W. Staack gez. Lichtdruck v. A. Frisch.




Rockenhausen
Marienthal
Dannenfels
Donnersberg
687m
Albisheim
Einselthum
Zell
Marnheim
Pfrimm B.
Ottersheim
Weitersweiler
Rüssingen
Kindenheim
Alsenz
Imsweiler
Steinbach
Dreisen
Biedesheim
Gr. Bockenheim
Imsbach
Göllheim
Lautersheim
Mühlheim
Winnweiler
Langmeil
Börrstadt
Kerzenheim
Rodenbch.
Asselheim
Alsenbrück
Ebertsheim
Grünstadt
Höringen
Sippersfeld
Eisenberg
Sausenheim
Münchweiler
Stauf
Eis B.
Neu Leiningen
Gonbach
Tiefenthal
Eck B.
Kirchheim
Schneckenhausen
Ramsen
Leidenheim
Battenberg
Wartenberg
Neuhemsbch.
Dackenhm.
Rohrbch.
Wattenheim
Bobenheim
Karlsbg.
Otterberg
Sembch.
Karlsberg
Alt Leiningen
Weissenheim a. B.
Herxheim
Alsenborn
Leistadt
Kallstadt
Hertlingshsn.
Neunkirchen
Enkenbach
Höningen
Ungstein
509m
Rahnfels
Hartenburg
DÜRKHEIM
127m
Kaisersm.
Eselsführt
Fischbch.
Isenach
Grethen
Hochspeyer
Hochspeyerb.
Lauter
Seebach
LAUTERN
Frankenstein
242m
Wachenheim



# Kartenskizze des BAUES DER NORDVOGESEN (des Hartgebirges)

zusammengestellt nach
E. W. Benecke, G. Meyer, E. Schumacher, L. van Werveke
E. Weiſs und eigenen Beobachtungen
von
**A. Leppla.**

Maafsstab 1 : 250000.

Erklärung der Signaturen.

Verwerfungen

Muldenlinie

Untere Grenze des Buntsandsteins

Wasserscheiden

Neigung der Schichten

Klüfte (Diaklasen.)

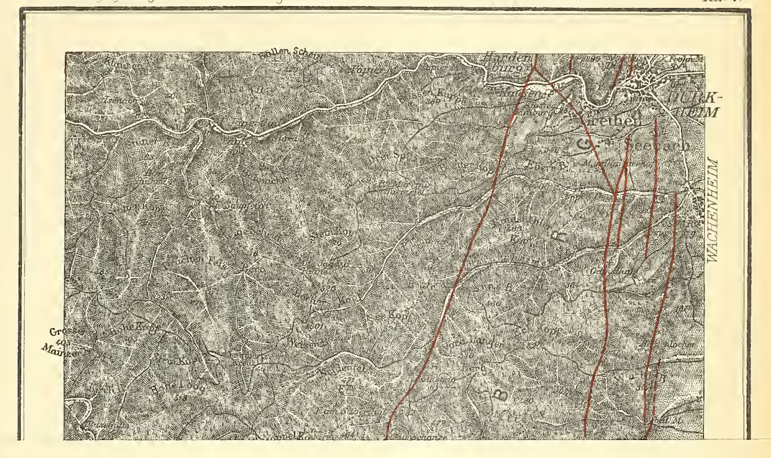
Saarbrücken, St. Wendel, Ottweiler, Neunkirchen, St. Ingbert, Homburg, Zweibrücken, Kaiserslautern, Landstuhl, Pirmasens, Saargemünd, Forbach, Bitsch, Saaralben, Putlingen, Niederbronn, Reichshofen, Wörth, Weissenburg, Bergzabern, Landau, Neustadt, Dürkheim, Deidesheim, Grünstadt, Annweiler, Lauterburg, Otterberg, Winnweiler, Kusel, Bliescastel

Lith. Anst. v. L. Kraatz, Berlin



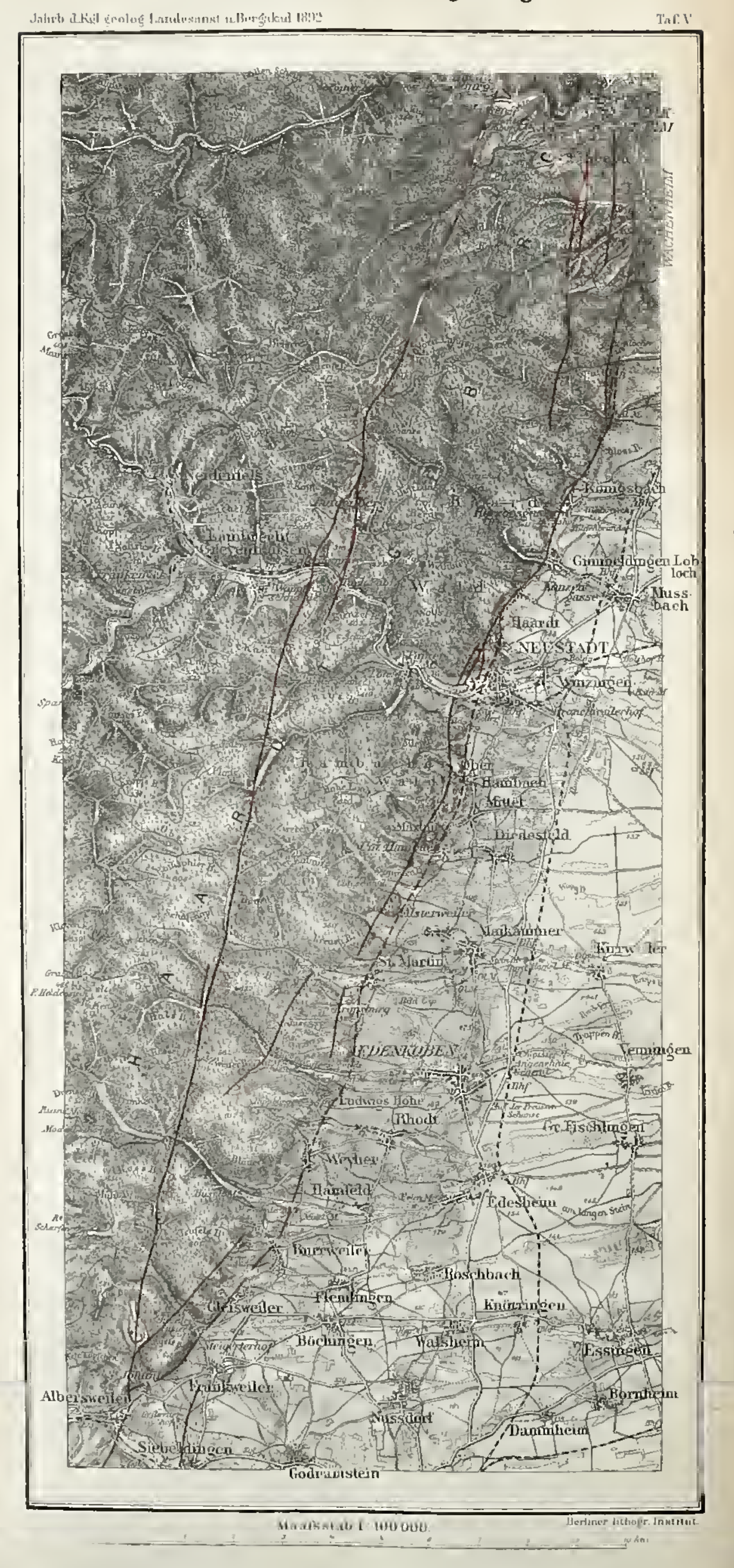
# Skizze des Verlaufs der Verwerfungen
am
# Ostabfall des Haardtgebirges.

Jahrb. d. Kgl. geolog. Landesanst. u. Bergakad. 1892. Taf. V.





# Skizze des Verlaufs der Verwerfungen
am
# Ostabfall des Haardtgebirges.

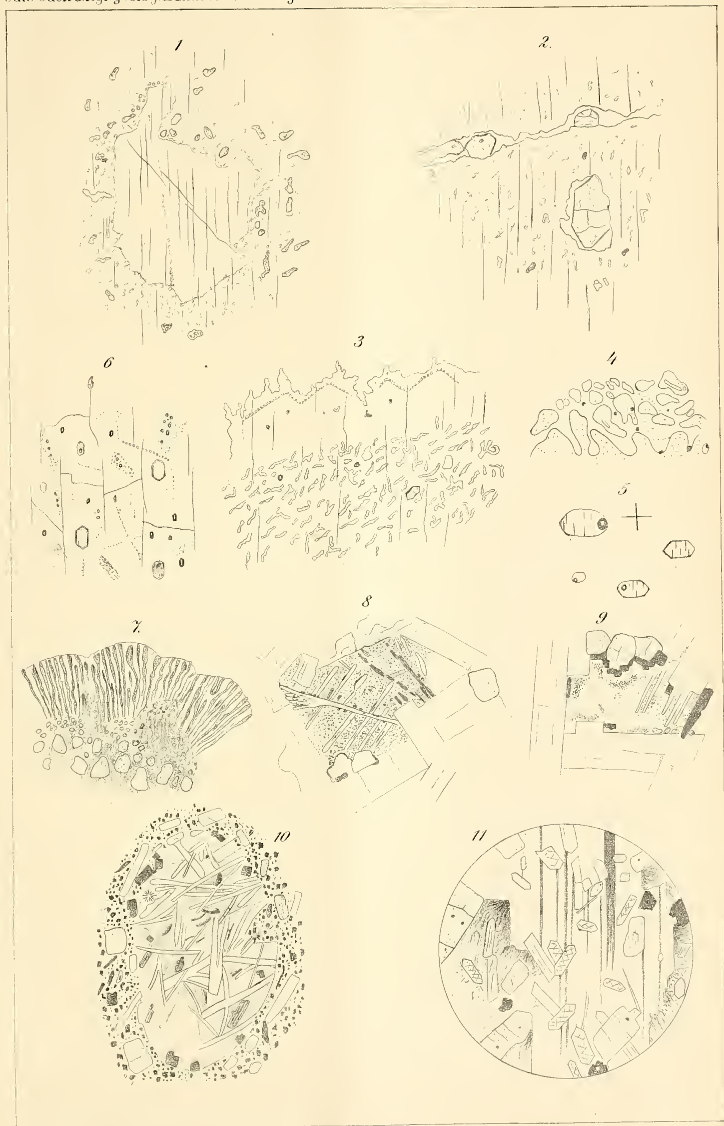



*Verwerfungen*





## Tafel VI.


1
2.
3
4
5
6
7.
8
9
10
11





## Tafel VII.


1
1
2.
3
4
5
A
B
B'
A'
6
7
9.
10.
8
11
12.
13
14.
15.





## Tafel VIII.

Fig. 1. Protogener Bronzit mit Olivincontactsaum. Aus Nephelinbasalt vom Hohenberg bei Bühne in Westfalen. Im linken, unteren Quadranten nahe der Mitte des Gesichtsfeldes liegt ein Olivin mit krystallographischer Begrenzung . . . . . . . . . . . . S. 16

Fig. 2. Feldspathskelette im olivinfreien Basalt von Gottsbüren im Reinhardswald . . . . . . . . . . . S. 47

Fig. 3. Olivinauge im Limburgit vom Blumenstein bei Zierenberg in Hessen . . . . . . . . . . . . . . . S. 52
Der nebenliegende Olivin zeigt magmatische Corrosion nach krystallographischen Ebenen . . . . . . . . S. 52

Fig. 4. Entstehung eines Olivinauges aus kompaktem Olivin im Limburgit vom Maderstein bei Gudensberg in Hessen. Das Ende des grossen Olivinkrystalls ist in einen Olivinkörnerhaufen aufgelöst . . . . . . . . . . S 52

Fig. 5. Augit mit corrodirtem, grünen Augitkern im Limburgit vom Junkernkopf bei Metze unfern Gudensberg in Hessen . . . . . . . . . . . . . . . S. 57
Einzelne Magnetite zeigen helle Krystallisationshöfe . S. 69

Fig. 6. Büschelige Augitskelette im olivinfreien Feldspathbasalt von Gottsbüren im Reinhardswald. Die Augitbüschel sind mit Feldspathstrahlen untermischt . . . S. 61



Fig. 1. Fig. 2.

Fig. 3. Fig. 4.

Fig. 5. Fig. 6.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.





## Tafel IX.

Fig. 1. Augitauge im Feldspathbasalt vom Weissholz bei Lütgeneder unfern Warburg in Westfalen. Durch einen Quarzeinschluss veranlasst. Letzterer ist nicht mehr sichtbar. Das Innere des Augitkranzes wird von dem auch sonst reichlich vorhandenen, braunen Gesteinsglase erfüllt . . . . . . . . . . . . . . . . . S. 86

Fig. 2. Augitauge mit centralem Quarzrest im Limburgit vom Hahn bei Holzhausen südlich Cassel. Das Innere des Augitkranzes wird von hellem Glase sowie feinen und gröberen Augitnadeln erfüllt . . . . . . . . . . S. 86

Fig. 3. Randlicher Schnitt durch ein Augitauge im Feldspathbasalt vom Weissholz bei Lütgeneder unfern Warburg in Westfalen . . . . . . . . . . . . . . . . . S. 86

Fig. 4. Umgeschmolzener Sandstein aus Feldspathbasalt der Blauen Kuppe bei Eschwege in Hessen. Am Rande der Quarze haben sich Haufen von Augit ausgeschieden. Nadelförmige Augite und Trichite liegen im Glase zerstreut. Stellenweise hat sich das Glas aufgeklärt . . S. 90

Fig. 5. Umgeschmolzener, erweichter Sandstein aus Feldspathbasalt der Blauen Kuppe bei Eschwege in Hessen. Die Lagen sind gebogen . . . . . . . . . S. 90

Fig. 6. Sandsteineinschluss aus Limburgit vom Steinberg bei Ober-Listingen unfern Warburg in Westfalen. Feine und gröbere Glasgänge in der porzellanartigen Masse . . . . . . . . . . . . . . . . . . S. 92



Fig. 1. Fig. 2. Fig. 3. Fig. 4. Fig. 5. Fig. 6.

Lichtdruck v. A. Frisch. Berlin.





## Tafel X.

---

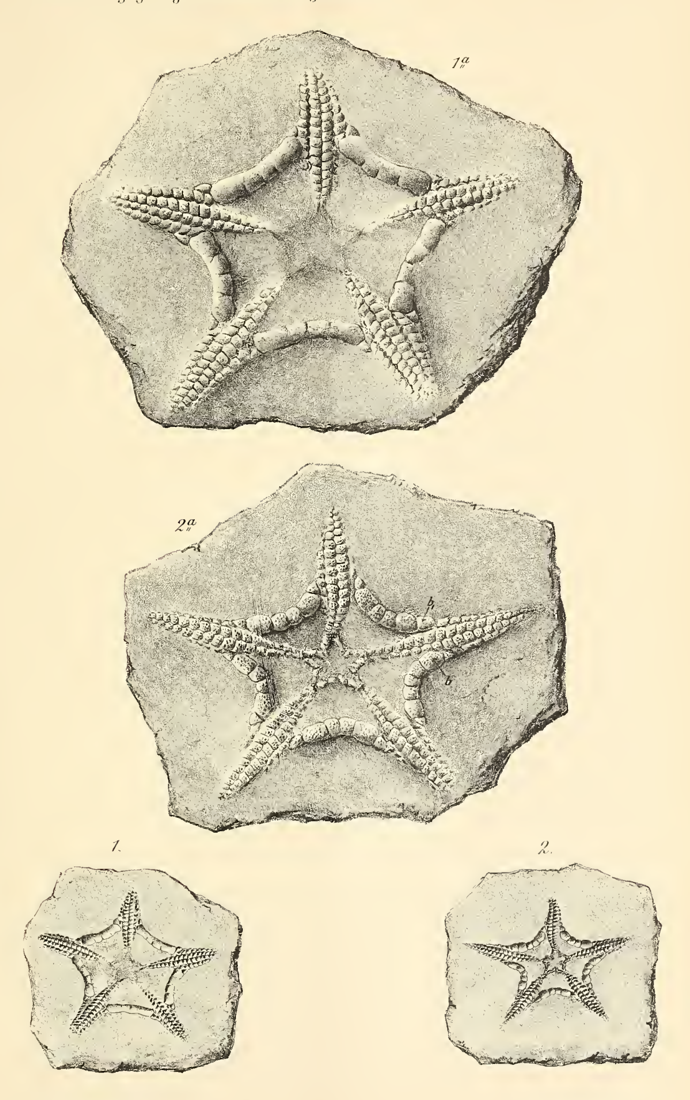
Fig. 1. *Aspidosoma petaloides* SIMON. var. *goslariensis* HALFAR. Original. Hohldruck der Scheitel- oder Rückenseite in natürlicher Grösse. Aus Haupt-Kahlebergsandstein vom Dickekopf, fast 4 Kilometer SSO. von Goslar.

Fig. 1[a]. Wachsabguss von vorstehendem Original in etwa $2^1/_5$-maliger Vergrösserung.

Fig. 2. *Aspidosoma petaloides* SIMON. Original, zugleich zur Gypsabguss-Abbildung Fig. I, Taf. IV bei SIMONOWITSCH (siehe vorstehend S. 187 u. 188). Hohldruck der Rückenseite in natürlicher Grösse. Aus Ober-Coblenzschichten (nach E. KAYSER), u. z. aus dem alten Steinbruch hinter der Hohenrheiner Hütte bei Nieder-Lahnstein.

Fig. 2[a]. Wachsabguss vorstehenden Originals in etwa $2^1/_5$-maliger Vergrösserung. b und $b^1$ ausnahmsweise auftretende Scheibenrandschilder.

---




E. Ohmann gez. u. lith. Druck v. P. Kaplaneck, Berlin





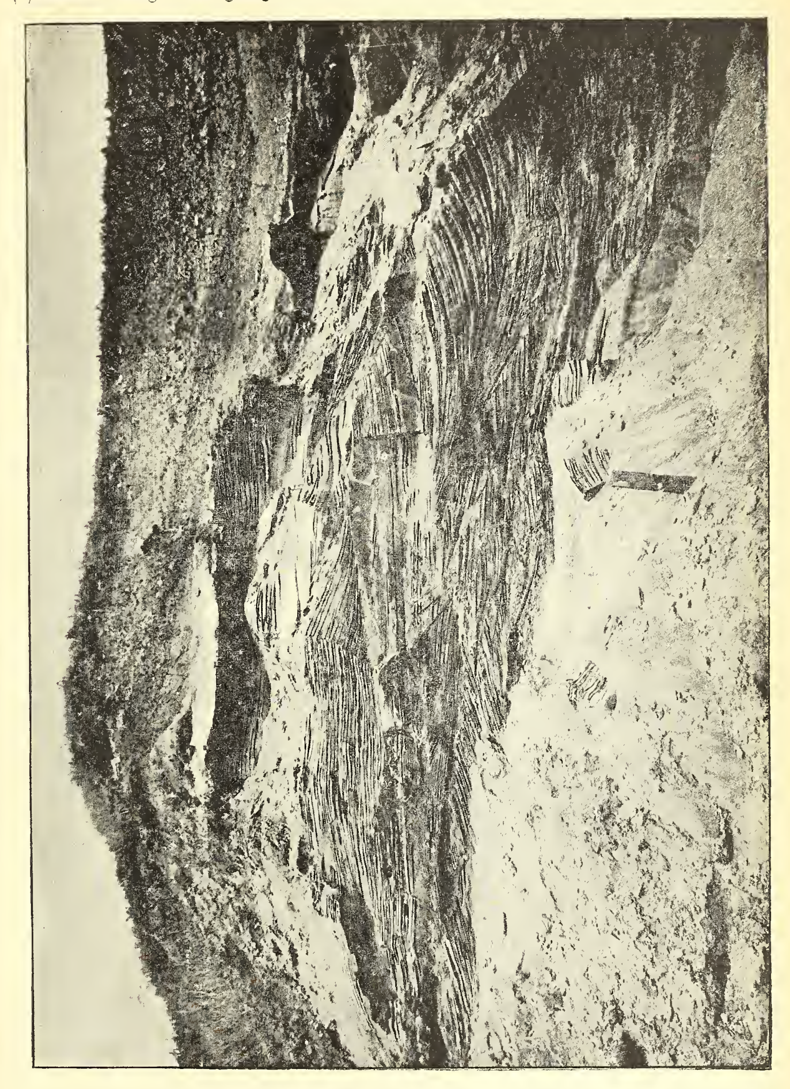
## Tafel XI.







## Tafel XII.





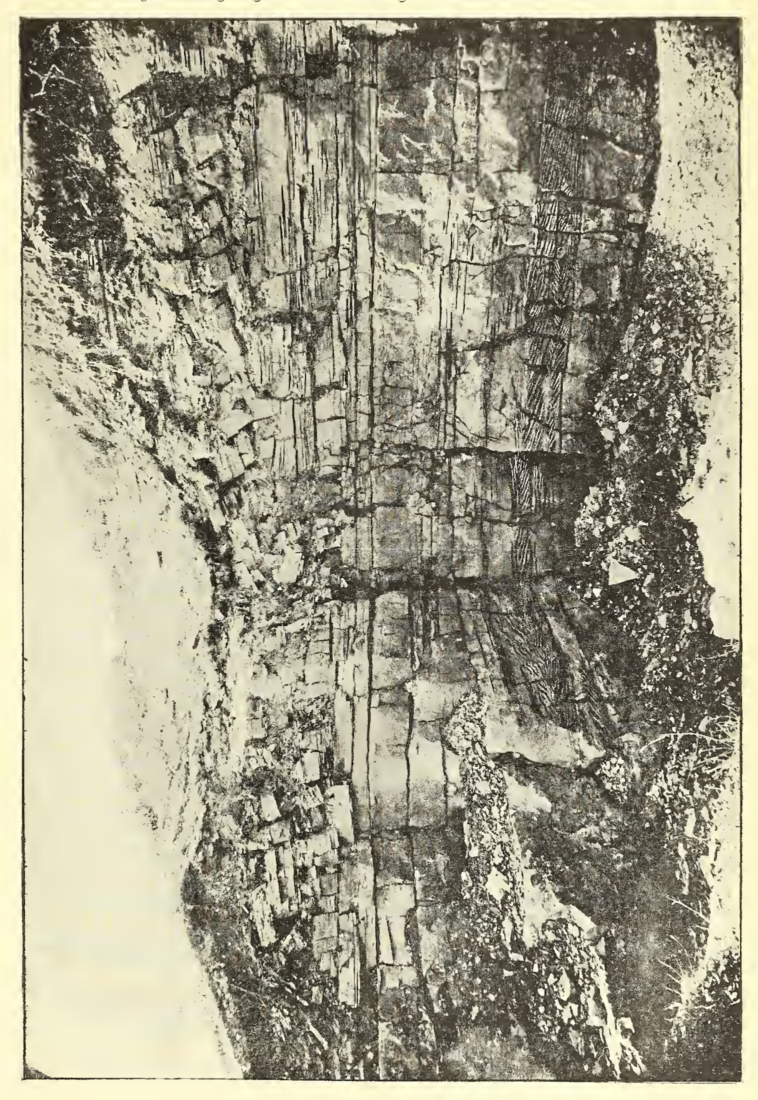


## Tafel XIII.

---

Diagonale Structur in der unteren Schaumkalkbank (Zone δ) bei Meiningen . . . . . . . . . . . . . . . . S. 148

---





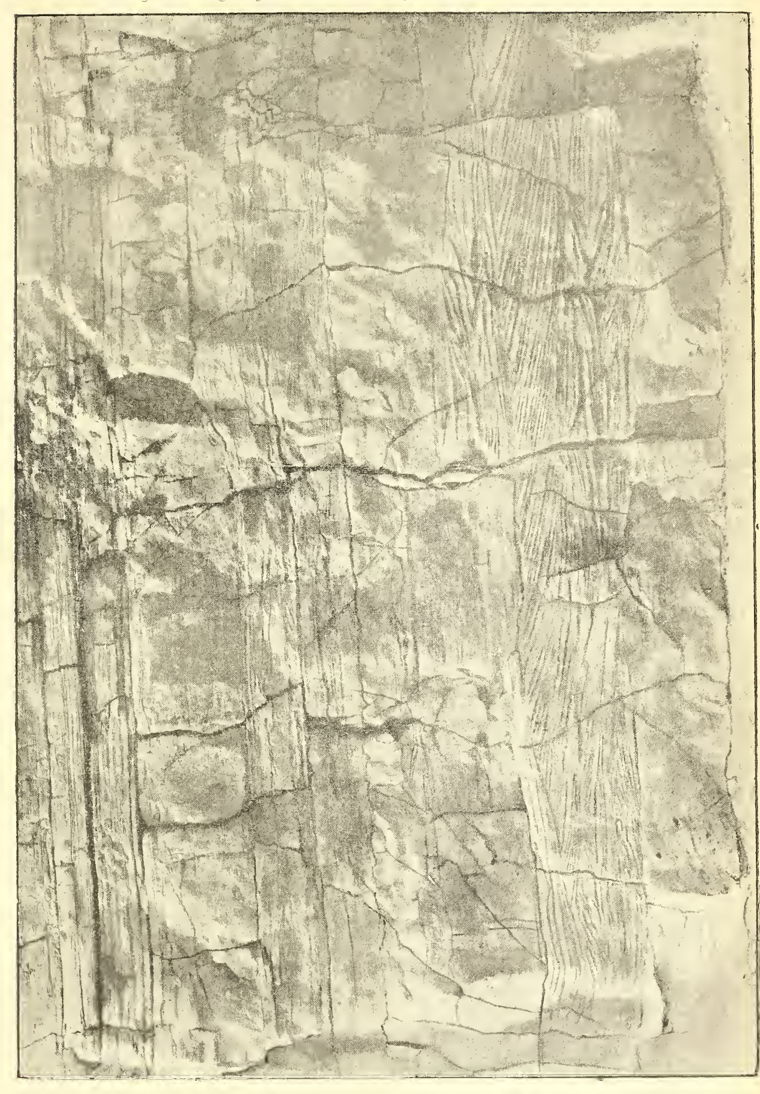


## Tafel XIV.

---



---







## Tafel XV.

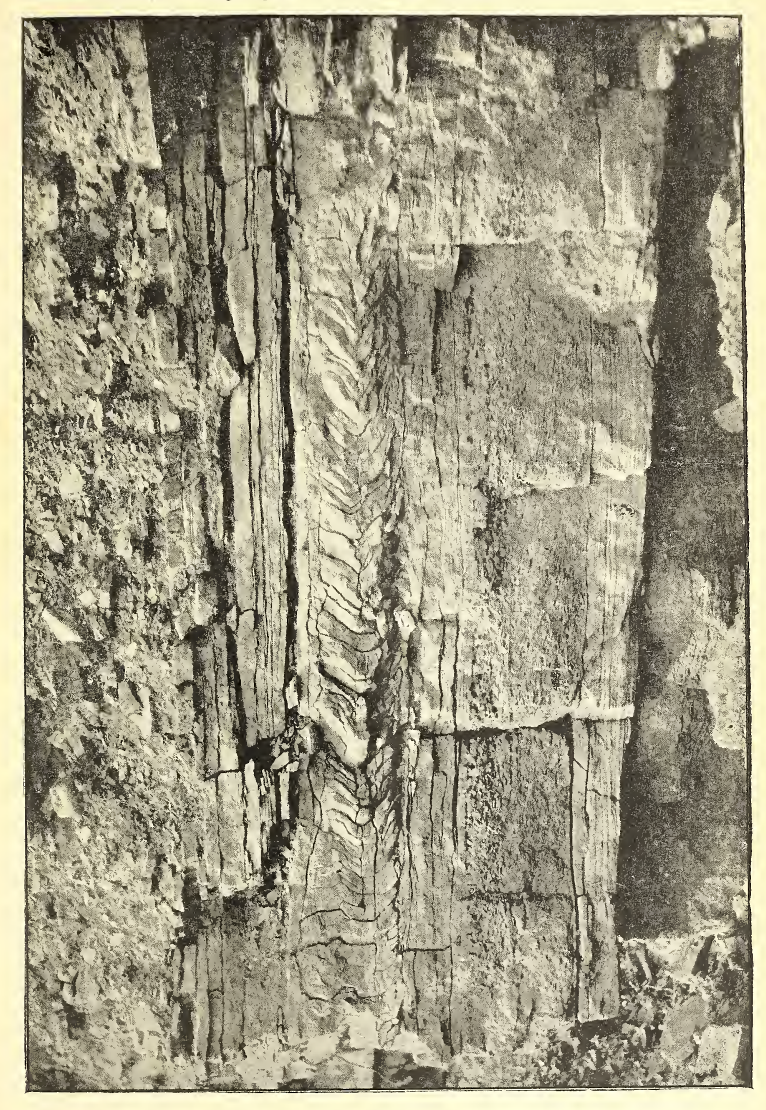
---







## Tafel XVI.





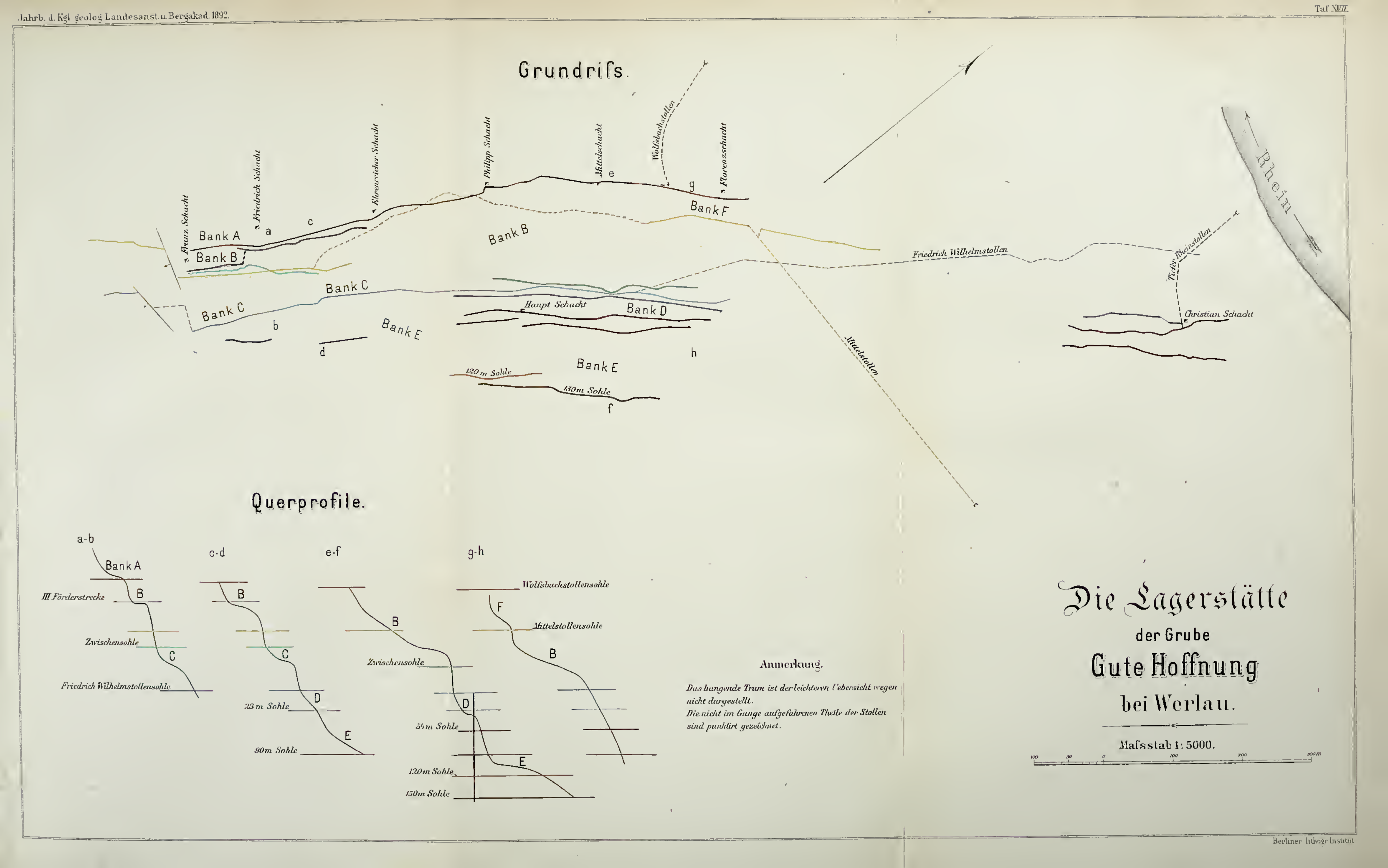
# Die Lagerstätte der Grube Gute Hoffnung bei Werlau.

Mafsstab 1: 5000.



Berliner lithogr. Institut






Berliner lithogr. Institut


















SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01365 7895